РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ
РУССКОЕ ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
INSTITUTE OF GEOGRAPHY
RUSSIAN GEOGRAPHICAL SOCIETY

# Лёд и Снег

Том 62, № 4, 2022

# Ice and Snow

2022

# Contents

## Glaciers and Ice Sheets

***P.A. Toropov, A.A. Shestakova, J.I. Yarynich, S.S. Kutuzov.*** Simulation of orographic precipitation's component on the Mount Elbrus example ..... 485

***A.A. Ekaykin, K.B. Tchikhatchev, A.N. Veres, V.Ya. Lipenkov, N.A. Tebenkova, A.V. Turkeev.*** Vertical profile of snow-firn density in the vicinity of Vostok station, Central Antarctica ..... 504

***G.A. Chernyakov, R.A. Chernov.*** Effect of ice formation in crevasses to the temperature field in the cold layer of glacier ..... 512

***A.L. Kokarev, V.P. Kapitsa, T. Bolch, I.V. Severskiy, N.E. Kasatkin, M. Shahgedanova, Z.S. Usmanova.*** The results of geodetic measurements of the mass balance of some glaciers in the Zailiyskiy Alatau (Trans-Ili Alatau) ..... 527

## Snow Cover and Avalanches

***K.Yu. Litvintsev, A.A. Gavrilov, A.A. Dekterev, Yu. N. Zaharinsky, A.A. Minakov, S.A. Filimonov, K.A. Finnikov.*** Numerical simulation of snow deposition around structural snow fences ..... 539

***D.V. Moskovchenko, R.Yu. Pozhitkov, A.A. Tigeev.*** Assessment of the content of metals and metalloids in the snow cover at the oil production sites (Middle River Ob region) ..... 551

***O.V. Shevtsova, E.D. Dobrotina, A.B. Goncharova, A.P. Nedashkovsky.*** Chemical characteristics of snow cover in the high-latitude Russian Arctic (Baranov Cape, Bolshevik Island, Severnaya Zemlya) ..... 564

## Sea, River and Lake Ice

***V.N. Baklagin.*** Multiyear variability of ice concentration in the White Sea according to satellite data ..... 579

***V.P. Epifanov, S.A. Lychev.*** Double periodicity of mechanical properties of a thin ice field formed under conditions of lateral constraint ..... 591

***L.P. Golobokova, I.A. Kruglinsky, A.O. Pochufarov, I.I. Marinaite, N.A. Onishchuk, M.D. Kravchishina, M.V. Flint, M.Yu. Shikhovtsev, O.I. Khuriganova.*** Chemical composition of the atmospheric aerosols in arctic regions in the summer of 2021 ..... 607

## Applied Problems

***S.V. Popov, M.P. Kashkevich, A.S. Boronina.*** The condition of the runway at Novolazarevskaya Station (East Antarctica) and the safety assessment of its use based on the 2021 research data ..... 621

Contents of four issues of the Journal for 2022 ..... 637

# Содержание


**Ледники и ледниковые покровы**

***П.А. Торопов, А.А. Шестакова, Ю.И. Ярынич, С.С. Кутузов.*** Моделирование орографической составляющей осадков на примере Эльбруса . . . . . 485

***А.А. Екайкин, К.Б. Чихачев, А.Н. Верес, В.Я. Липенков, Н.А. Тебенькова, А.В. Туркеев.*** Профиль плотности снежно-фирновой толщи в районе станции Восток, Центральная Антарктида . . . . . 504

***Г.А. Черняков, Р.А. Чернов.*** Влияние льдообразования в трещинах на поле температур в холодном слое ледника . . . . . 512

***А.Л. Кокарев, В.П. Капица, Т. Больх, И.В. Северский, Н.Е. Касаткин, М. Шахгеданова, З.С. Усманова.*** Результаты геодезических измерений баланса массы некоторых ледников Заилийского Алатау . . . . . 527

**Снежный покров и снежные лавины**

***К.Ю. Литвинцев, А.А. Гаврилов, А.А. Дектерев, Ю.Н. Захаринский, А.В. Минаков, С.А. Филимонов, К.А. Финников.*** Численное моделирование осаждения снега вблизи снегозадерживающих заборов . . . . . 539

***Д.В. Московченко, Р.Ю. Пожитков, А.А. Тигеев.*** Оценка содержания металлов и металлоидов в снежном покрове на участках нефтедобычи Среднего Приобья . . . . . 551

***О.В. Шевцова, Е.Д. Добротина, А.Б. Гончарова, А.П. Недашковский.*** Химические характеристики снежного покрова в высокоширотной Арктике (мыс Баранова, остров Большевик, архипелаг Северная Земля) . . . . . 564

**Морские, речные и озёрные льды**

***В.Н. Баклагин.*** Многолетняя изменчивость сплочённости льда Белого моря по спутниковым данным . . . . . 579

***В.П. Епифанов, С.А. Лычев.*** Двойная периодичность механических свойств тонкого ледяного поля, сформированного в условиях бокового стеснения . . . . . 591

***Л.П. Голобокова, И.А. Круглинский, А.О. Почуфаров, И.И. Маринайте, Н.А. Онищук, М.Д. Кравчишина, М.В. Флинт, М.Ю. Шиховцев, О.И. Хуриганова.*** Химический состав атмосферного аэрозоля арктических районов в летний период 2021 года . . . . . 607

**Прикладные проблемы**

***С.В. Попов, М.П. Кашкевич, А.С. Боронина.*** Состояние взлётно-посадочной полосы станции Новолазаревская (Восточная Антарктида) и оценка безопасности её эксплуатации по данным исследований 2021 г. . . . . 621

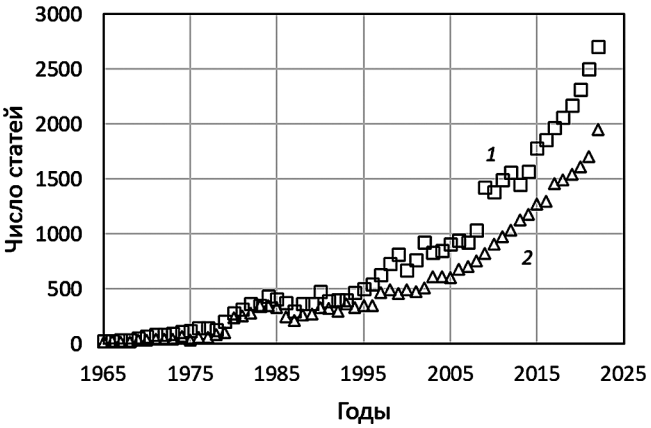
Содержание журнала за 2022 год . . . . . 637

# Публикации о льде и снеге сегодня

Если мы обратимся к поисковой системе Google ( https://trends.google.com ) и посмотрим на динамику популярности поиска в мировом интернете слов «snow» и «glacier» за последние 20 лет, то обнаружим, во-первых, совершенно отчётливые годовые колебания в числе поиска обоих слов. При этом минимум запросов «снег» приходится на летнее время, а максимум – на декабрь (что вполне объяснимо Рождеством и Новым Годом), тогда как запросы «ледник» имеют прямо противоположный ход, достигая максимума в июле–августе и убывая зимой (можно только предполагать, что такой интерес к ледникам в конце лета создают популярные сезонные сообщения в масс-медиа о сокращении ледников). И, во-вторых, мы увидим, что людей в целом гораздо больше интересует снег, чем ледники, но в обоих случаях за два десятилетия не обнаруживается какого-либо значимого многолетнего тренда.

Иная картина возникает, если от общего интереса массовой публики к ледникам и снегу обратиться к области самой гляциологии. По данным крупнейшей базы данных рецензируемой научной литературы Scopus, в период с 2011 по 2021 г. в мире было опубликовано боле 15,5 тысяч статей с ключевым словом «glacier» и около 22 тысяч статей с ключевым словом «snow». Для сравнения: в период с 2000 по 2010 г. их вышло в два раза меньше: около 7,5 тысяч и 11,5 тысяч, соответственно. В эти расчёты включены только научные статьи, без учёта публикаций в материалах конференций и симпозиумов. В 2022 г. ещё по неполным данным еженедельно выходит около 30–40 научных статей, связанных с ледниками, и около 50–60, связанных со снегом.

У нас в стране важным источником о научных гляциологических публикациях служит реферативный журнал «Океанология. Гидрология суши. Гляциология» (который входит также в сводный том «Геофизика»), ежемесячно издаваемый ВИНИТИ в бумажной и электронной версиях. Сейчас, несомненно, существенным подспорьем стали электронные базы научных публикаций, например, уже упомянутый Scopus, или Mendeley




Число научных статей с 1965 по 2021 г. с ключевым словом: *1* – snow; *2* – glacier (по данным базы Scopus)

(https://www.mendeley.com/), Google Scholar (https://scholar.google.com/) и так далее.

В качестве небольшого дополнения к этим важнейшим источникам, хочу обратить внимание читателей журнала на еженедельное электронное обозрение «Glaciology Weekly» (https://paper.li/The-Glaciology-Weekly).

В нём на английском языке даются названия самых свежих статей, опубликованных за последние 7–10 дней, приводится их краткое описание со ссылкой на источник. В каждом обозрении даются ссылки на 30–40 статей, посвящённых проблемам изучения горного оледенения, покровных ледников, снежного покрова, льда водоёмов, вопросам палеогляциологии. Иногда приводятся ссылки на интересные факты, видеоматериалы, события, связанные с гляциологией.

В круг изданий, которые обычно попадают в это обозрение, сейчас входят журналы: The Cryosphere, Journal of Glaciology, Frontiers in Earth Sciences, Лёд и Снег, серии онлайн журналов: Nature, AGU Publications, EGU Publications, MDPI, журналы издательства Elsevier, но список этим не ограничивается.

Доступ к этому ресурсу свободный (https://paper.li/The-Glaciology-Weekly) и, при желании, на этом сайте можно подписаться на рассылку по электронной почте.

# Ледники и ледниковые покровы

УДК 551.5 DOI: 10.31857/S2076673422040146, EDN: MGWDGK

## Моделирование орографической составляющей осадков на примере Эльбруса

© 2022 г. П.А. Торопов[1,2*], А.А. Шестакова[3], Ю.И. Ярынич[1], С.С. Кутузов[2]

[1]Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; [2]Институт географии РАН, Москва, Россия; [3]Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва, Россия

*tormet@inbox.ru

## Simulation of orographic precipitation's component on the Mount Elbrus example

P.A. Toropov[1,2*], A.A. Shestakova[3], J.I. Yarynich[1], S.S. Kutuzov[2]

[1]Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; [2]Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia; [3]A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

*tormet@inbox.ru

*Received April 14, 2022 / Revised June 30, 2022 / Accepted October 7, 2022*

**Keywords:** ***orographic precipitation, the mountains precipitation modeling, reanalysis data, reconstruction of accumulation on glaciers, ice cores.***

**Summary**

A model of the orthographic component of precipitation based on the calculation of the condensation rate of water vapor in the air stream uplifting onto the mountain slope is proposed. The main assumptions of the model are: the cooling of the rising air is determined only by the adiabatic process; the orographic component of the vertical component of wind speed is generated by the relief, and its weakening with elevation is determined only by the atmospheric stratification; the proportion of precipitation from the total mass of the condensed moisture depends only on the air temperature. ERA5 reanalysis, which was previously compared with observational data, is used as initial data. The proposed model adequately reproduces the spatial and temporal variability of precipitation on the Elbrus slopes both for short episodes and on the climatic time scale (1985–2018). Comparison of the modeling results with the reconstruction of the annual accumulation of precipitation from the ice core obtained on the Western Elbrus Plateau in 2018 showed a statistically significant positive correlation. However, similar comparison with the data from the core extracted in 2009 did not give a statistically significant result. This means that the proposed model can be used as a tool for conformity between methods of accumulation reconstruction and for substantiation of their physical justification (correctness). In addition, this algorithm can be used to calculate monthly and annual sums of precipitation on mountain slopes of various exposures and to estimate annual accumulation on mountain glaciers.

**Citation:** Toropov P.A., Shestakova A.A., Yarynich J.I., Kutuzov S.S. Simulation of orographic precipitation's component on the Mount Elbrus example *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2022, 62 (4):485–503. [In Russian].
doi: 10.31857/S2076673422040146, edn: mgwdgk

*Поступила 14 апреля 2022 г. / После доработки 30 июня 2022 г. / Принята к печати 7 октября 2022 г.*

**Ключевые слова:** ***орографические осадки, моделирование осадков в горах, данные реанализа, реконструкция аккумуляции на ледниках, ледовые керны.***

Предложена модель орографической компоненты осадков, основанная на алгоритме расчёта скорости конденсации водяного пара в воздухе, вынужденно поднимающемся вдоль горного склона. В модели учтены затухание вертикальной компоненты скорости ветра, инициированной рельефом, в зависимости от стратификации, а также доля влаги, выпадающей в виде осадков, от общей массы конденсата. В качестве начальных данных применяется информация реанализа ERA5 (температура, характеристики влажности, компоненты скорости ветра). Показано, что предложенный алгоритм неплохо воспроизводит синоптическую изменчивость осадков, их сезонный ход и климатическую изменчивость, а также пространственное распределение по склонам Эльбруса. Выполнено сравнение годовых сумм осадков с реконструкцией аккумуляции по данным ледовых кернов, полученных на Западном плато Эльбруса. Предложенная модель может служить средством согласования методов реконструкции аккумуляции по керновым данным и их физического обоснования. Данный алгоритм можно применять для расчёта годовой аккумуляции на горных ледниках и в глобальных климатических моделях в качестве параметризации орографических осадков.

## Введение

Большинство высокогорных районов Земли характеризуется недостаточной обеспеченностью метеорологическими наблюдениями или их полным отсутствием. При этом физически обоснованная оценка орографической составляющей осадков весьма актуальна для задач гляциологии, горной гидрологии, геоморфологии и рекреационной географии. Речь идёт о расчётах баланса массы горных ледников (Кренке и др., 2012; Михайлов, 1985), оценке снегонакопления применительно к задачам лавиноведения (Butschek, Niedermoser, 2018; Олейников, Володичева, 2020), оценке селевых рисков и паводков на горных реках (Rets, Kireeva, 2010), снегонакопления на горнолыжных курортах и т.д. Ещё одно возможное и важное применение приложения алгоритма расчёта орографической составляющей осадков – уточнение полей осадков в горных районах в глобальных климатических моделях.

Рассчитать орографическую компоненту осадков можно на основе полных мезомасштабных моделей прогноза погоды, которые в сочетании с дистанционными измерениями дают неплохие результаты по горным районам (Rotunno, Houze, 2007). Эти методы требуют огромных вычислительных ресурсов, поэтому на сезонных и тем более климатических масштабах применить их практически невозможно. Другой подход основан на простых статистических связях сезонных сумм осадков со снежным покровом (Huss, Hock, 2015), характеристики которого в последние годы восстанавливаются с помощью дистанционных методов. Несомненный плюс этого подхода – исключительная вычислительная простота. Однако очевиден ряд существенных недостатков: во-первых, неоднозначность связи толщины снежного покрова в горных районах только лишь с осадками; во-вторых, невозможность прогностических расчётов; в-третьих, отсутствие внутрисезонной детализации. Ещё один вариант восстановления осадков в горах – эксплуатация плювиометрических градиентов, полученных по горному району со схожими климатическими условиями и хорошо обеспеченному данными наблюдений (Barry, 2008). Однако и в этом случае речь не может идти о физически обоснованных прогностических расчётах. Поэтому логично эксплуатировать подход «промежуточной сложности», который, с одной стороны, существенно проще мезомасштабных гидродинамических моделей, а с другой – более обоснован физически, чем простые регрессионные схемы.

Выполнен обзор существующих методов расчёта орографической составляющей осадков и предложена модель, основанная на расчёте конденсации водяного пара в воздухе, вынужденно поднимающемся вдоль наветренного склона. В отличие от традиционных «моделей склона» (Chua, Bras, 1982; Михайлов, 1985) в данной схеме реализован учёт затухания вертикальной компоненты скорости ветра, инициированный рельефом, а также простой расчёт доли осадков от общего объёма сконденсировавшейся влаги. Предложенная модель апробирована на Эльбрусе: гора отличается относительной геометрической простотой и неплохой обеспеченностью данными наблюдений: от расположенных в радиусе 10–70 км сетевых метеостанций (Терскол, Клухорский перевал, Шаджатмаз) до экспедиционных измерений и уникальной информации о годовом снегонакоплении, полученной из ледовых кернов на Западном плато в 2009 и 2018 гг.

## Обзор методов оценки орографической составляющей осадков

Проблема оценки осадков в горах впервые поставлена более 100 лет назад (Barry, 2008). Не заостряя внимание на технологии численного прогноза погоды, которая неприменима на сезонных и климатических масштабах, современные методы расчёта орографической составляющей осадков можно разделить на четыре основных подхода.

***1. Физико-статистический подход.*** Предполагает применение регрессионных связей осадков, выпадающих в горах, либо с топографическими параметрами (Funk, Michaelsen, 2004), либо с метеорологическими величинами, определяющими осадкообразование – средней температурой слоя воздуха, в котором происходит конденсация, характеристиками влажности и т.д. (Roe et al., 2003; Anders et al., 2004). Существуют подходы, позволяющие строить регрессионные зависимости сезонных и годовых осадков с толщиной снежного покрова, оценённого по спутниковым данным (Huss, Hock, 2015). Не-

сомненное преимущество физико-статистического подхода – вычислительная простота. К минусам можно отнести зависимость от данных наблюдений и невозможность воспроизводить осадки на временных масштабах меньше сезонного, а также предположение о постоянстве коэффициентов регрессии, которые могут меняться как в зависимости от горного региона, так и вместе с климатом.

***2. Аналитический подход.*** Основан на строгом решении упрощённой системы уравнений движения несжимаемой атмосферы, из которого можно получить формулы для расчётов вертикальной компоненты скорости ветра. Один из вариантов такого подхода реализован в работе (Михайлов, 1985) для оценки осадков на горных ледниках. Данный подход неплохо обоснован физически, однако требует информации об осадках на ближайших метеостанциях (ГМС), а также не позволяет выполнить расчёты на суточных масштабах. Более распространённый путь – аналитическое решение уравнения Тейлора-Гольштейна, которое получается в результате линеаризации системы уравнений, включающих в себя уравнение движения для трёх компонент скорости ветра, уравнение неразрывности и уравнение притока тепла (Markowski, Richardson, 2010). Это уравнение можно записать в следующем виде:

$$\frac{\partial^2 \omega(z,k)}{\partial z^2} + \left[ f(z) - k^2 \right] \omega(z,k) = 0, \qquad (1)$$

где $f(z) = \frac{\partial(\ln\theta)}{\partial z}\frac{g}{V^2} - \frac{1}{V}\frac{\partial^2 V}{\partial z^2}$.

Здесь ω – амплитуда вертикальной скорости (гармоническое колебание с волновым числом $k$); $z$ – вертикальная координата; θ – потенциальная температура; $g$ – ускорение свободного падения; $V$ – скорость ветра; функция $f(z)$ – параметр Скорера, она имеет размерность квадрата волнового числа и определяется сочетанием стратификацией атмосферы $\partial(\ln\theta)/\partial z$ с особенностью изменения скорости ветра с высотой $\partial^2 V/\partial z^2$.

Это уравнение – базовое в теории распространения упругих колебаний, инициированных орографическими препятствиями, и описывает изменение вертикальной скорости с высотой, которое, с одной стороны, определяется формой препятствия (выраженной в величине волнового числа $k$), а с другой – физическим состоянием натекающего воздушного потока, которое описывается функцией $f(z)$. Данное уравнение решается аналитически при заданной геометрической форме рельефа (как правило, колоколообразной формы). В зависимости от стратификации и скорости натекающего потока на основе полученного решения устанавливается связь между блокированием потока горами и скоростью конденсации. В результате образуется физически обоснованная возможность обнаружить два основных типа формирования орографических осадков: вынужденный подъём относительно устойчивого, но влажного воздуха и усиление термической конвекции в условиях неустойчивой стратификации (Jiang, Smith, 2003). Среди недостатков отметим предположение о постоянстве вертикальной скорости при прохождении частицы через слой влажного воздуха, хотя реально в такой ситуации возникают волнообразные движения (Durran, Klemp, 1982; Kuligowski, Barros, 1999), и предположение, что все осадки выпадают на наветренной стороне, идеализированное представление рельефа.

***3. Численное моделирование и «гибридный» подход.*** В последние 20 лет для расчёта орографических осадков широко применяют полные мезомасштабные атмосферные модели, описывающие основные динамические процессы, а также наиболее подробно учитывающие механизмы образования облаков и осадков. Эти схемы наилучшим образом подходят для оперативного прогноза осадков в горных районах. Однако и в этом случае возникает проблема точности воспроизведения осадков в конкретной точке (что крайне важно в задачах прогноза конкретного опасного гляциологического явления). Интерполяция сумм «модельных» осадков с применением весов с учётом отношения аспекта, высоты препятствия и угла наклона предлагалась ещё в работах (Daly et al., 1994; Hutchinson, 1998). В исследовании (Neiman et al., 2002) предпринята успешная попытка учёта дополнительной орографической конденсации в точке. Тем не менее, применение полных мезомасштабных моделей на длительных временных масштабах (сезон и более) затруднительно как в исследовательских, так и в прикладных целях. Также нельзя забывать о чрезмерной чувствительности этих сложных моделей к начальным данным, гранич-

ным условиям и параметрам. Поэтому широкое распространение получил так называемый «гибридный подход» или упрощённые численные модели (Leung, Ghan, 1995; Mendoza et al., 1998). Один из ярких примеров описан в работе (Smith et al., 2004) и представляет собой линейную модель орографической добавки осадков, основанную на упрощённой линеаризованной системе уравнений гидротермодинамики атмосферы, но в отличие от аналитического подхода с простейшим учётом микрофизики облаков, переноса гидрометеоров и т.д. Один из важнейших результатов этих исследований – оценка так называемой «эффективности осадков» или доли выпадающих осадков в общей массе сконденсировавшейся влаги в зависимости от стратификации, скорости натекающего потока и высоты препятствия. В результате исследований, проведённых во второй половине XX в., установлено, что эффективность конвективных осадков орографического происхождения в высоких горах будет приближаться к 100%, в то время как для обложных осадков в условиях безразличной стратификации и малых масштабов горного препятствия она не превысит 20% (Barry, 2008). Многочисленные исследования показали, что максимальная эффективность осадков отмечается при высоком влагосодержании низкотропосферного воздушного потока, больших размерах препятствия и его положении вблизи морского побережья.

***4. Модели наветренного склона***. Этот подход можно оценить как «модель промежуточной сложности». Он физически обоснован по сравнению с «регрессионным», но существенно проще, чем численное моделирование. Задача сводится к расчёту скорости конденсации в воздухе, который поднимается вдоль горного склона и адиабатически охлаждается. Основные различия между моделями наветренного склона состоят в методике определения величины вертикальной компоненты скорости ветра. В ранних работах, обзор которых достаточно полно представлен в (Barry, 2008), роль вертикальной скорости в орографической конденсации представлена очень упрощённо:

$$P_S = \bar{V} \tan s \left( \frac{\partial q}{\partial z} \right) \Delta H_{cloud}, \qquad (2)$$

где $S$ – угол склона; $\Delta H_{cloud}$ – толщина слоя, в котором произошла конденсация; $q$ – массовая доля водяного пара; $z$ – вертикальная координата; $V$ – горизонтальная скорость ветра.

По сути, величина $\bar{V} \tan s$ – простейшая вертикальная скорость, инициированная горным склоном (в силу закона сохранения массы). Однако при таком подходе величина вертикальной скорости в слое над горным препятствием сильно завышена, поэтому требуется физически обоснованный учёт затухания вертикальной скорости с высотой. Например, в (Sinclair, 1994) для описания этого эффекта предложена эмпирическая степенная функция.

Приведённый здесь обзор основных методов оценки орографических осадков показывает, что численное мезомасштабное моделирование не подходит для задач горной климатологии и гляциологии в силу большой ресурсоёмкости, малой реалистичности проведения экспериментов на значительных временных масштабах, а также значительных ошибках расчётов в конкретно взятой точке. Аналитический подход предполагает в качестве граничных условий идеализированные формы рельефа (которые в реальной природе отсутствуют), а также учёт тонкой структуры внутренних гравитационных волн, которой можно пренебречь при воспроизведении месячных и сезонных сумм осадков. В свою очередь регрессионный метод не имеет достаточного физического обоснования. В связи с этим мы остановились на подходе «наветренного склона». Его явное преимущество – учёт основных физических механизмов формирования осадков на наветренных склонах при возможности задавать реалистичные характеристики рельефа. Для адекватной оценки месячных и годовых сумм осадков на горных склонах, т.е. для задач гляциологии, а также параметризации орографических осадков в моделях земной системы данный подход наиболее оптимален.

## Моделирование орографической составляющей осадков на Эльбрусе

***Описание предложенной модели.*** Предлагаемая параметризация орографической составляющей осадков на наветренном склоне основана на вычислении скорости конденсации по данным о температуре, парциальном давлении водяного пара и скорости ветра на стандартных изо-

барических уровнях, полученных по результатам глобальных моделей (в нашем случае реанализа ERA5). Данная схема представляет собой комбинацию уравнения Клаузиуса-Клапейрона с упрощённым уравнением притока тепла для случая адиабатического охлаждения воздушной частицы, вынужденно поднимающейся вдоль горного склона. Также учитывается крупномасштабная вертикальная скорость, определяемая текущим синоптическим процессом. Орографическая составляющая вертикальной компоненты скорости ветра вычисляется из упрощённого варианта уравнения неразрывности, записанного для несжимаемой жидкости. Предполагается, что изменение орографической составляющей вертикальной скорости с высотой определяется прежде всего условиями стратификации атмосферы. Применяя эмпирическую связь между температурой и долей сконденсировавшейся влаги, выпадающей в виде осадков, и проинтегрировав полученные значения влагосодержания по всему столбу тропосферы, можно получить итоговую сумму осадков на наветренной стороне склона.

Допустим, что натекающий воздух испытывает подъём, инициированный горным препятствием. Тогда изменения относительной влажности $f = e/E$ ($e$ – фактическое парциальное давление пара, $E$ – давление насыщенного пара) с высотой $z$ можно выразить в следующем виде (здесь и далее $T$ – температура воздуха):

$$\frac{\partial f}{\partial z} = \frac{1}{E}\frac{\partial e}{\partial z} - \frac{e}{E^2}\frac{\partial E}{\partial z}. \quad (3)$$

Предполагается, что изменение ненасыщенного водяного пара с высотой подчиняется закону экспоненциальной атмосферы Больцмана:

$$\frac{\partial e}{\partial z} = -\frac{ge}{R_w T}, \quad (4)$$

где $g$ – ускорение свободного падения, м/с$^2$; $R_w = 461{,}5$ (Дж·кг$^{-1}$·К) – газовая постоянная для водяного пара.

Принимая во внимание (4), а также умножив и разделив второй член в правой части (3) на $\partial T$, получим:

$$\frac{\partial f}{\partial z} = -\frac{e}{E}\left(\frac{g}{R_w T} + \frac{1}{E}\frac{\partial E}{\partial T}\frac{\partial T}{\partial z}\right). \quad (5)$$

От производной $\partial E/\partial T$ в правой части (5) можно избавиться, прибегая к уравнению Клаузиуса–Клапейрона, выражающему связь давления насыщенного водяного пара с температурой воздуха:

$$\frac{\partial E}{\partial T} = \frac{LE}{R_w T^2}, \quad (6)$$

где $L$ – удельная теплота фазовых переходов «вода–пар».

Тогда итоговая формула для расчёта изменения относительной влажности в воздухе, натекающем на горный склон, будет выглядеть следующим образом:

$$\frac{\partial f}{\partial z} = -\frac{e}{E}\left(\frac{g}{R_w T} + \frac{L}{R_w T^2}\frac{\partial T}{\partial z}\right), \quad (7)$$

т.е. изменение относительной влажности в поднимающемся вдоль склона воздухе будет определяться её начальным значением $e/E$, температурой $T$ и её вертикальным градиентом $\partial T/\partial z$ (здесь и далее $\gamma$). Остальные величины в (7) – константы (или близки к константам). «Орографическое приращение» относительной влажности по мере подъёма воздушной частицы над склоном можно рассчитать по формуле

$$\Delta f = f_{0z} + \frac{\partial f}{\partial z}h, \quad (8)$$

где $f_{0z}$ – начальное значение относительной влажности воздуха на уровне $z$, определяемое крупномасштабными процессами; $\partial f/\partial z$ вычисляется согласно (7); $h$ – толщина слоя воздуха, для которого рассчитывается приращение.

Как только относительная влажность достигает 100%, предполагается, что воздух становится насыщенным и начинается конденсация пара. Это эквивалентно уменьшению плотности водяного пара во времени $\partial\rho_w/\partial t$. Описать этот процесс можно, продифференцировав уравнение Менделеева–Клапейрона для насыщенного водяного пара $\rho_w = E/(R_w T)$:

$$\frac{\partial \rho_w}{\partial t} = \frac{1}{R_w T}\frac{\partial E}{\partial t} - \frac{E}{R_w T^2}\frac{\partial T}{\partial t}. \quad (9)$$

Умножив и разделив первый член уравнения на $\partial T$, снова прибегая к уравнению Клаузиуса–Клапейрона (6) и группируя члены, получим:

$$\frac{\partial \rho_w}{\partial t} = \frac{1}{R_w T}\frac{LE}{R_w T^2}\frac{\partial T}{\partial t} - \frac{E}{R_w T^2}\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{E}{R_w T^2}\left(\frac{L}{R_w T} - 1\right)\frac{\partial T}{\partial t}. \quad (10)$$

Множитель $\partial T/\partial t$, описывающий изменение температуры натекающего воздуха во времени, должен вычисляться из полного уравнения при-

тока тепла. В это уравнение входят адвективный, турбулентный, лучистый и фазовый притоки тепла, определяющие изменение температуры наряду с адиабатическим процессом. Однако в случае воздушной частицы, поднимающейся вдоль склона, главным фактором изменения температуры можно считать адиабатическое охлаждение. Оно зависит от разности между влажно адиабатическим $\gamma'_a$ и реальным температурным градиентом $\gamma$, а также от вертикальной скорости подъёма частицы $w$. Таким образом в первом приближении остальными факторами, определяющими изменение температуры поднимающейся воздушной частицы, можно пренебречь, записав уравнение притока тепла так:

$$\partial T/\partial t = w(\gamma - \gamma'_a). \quad (11)$$

С учётом этого допущения выражение (10) можно переписать:

$$\frac{\partial \rho_w}{\partial t} = \frac{E}{R_w T^2}\left(\frac{L}{R_w T} - 1\right) w\left(\gamma - \gamma'_a\right). \quad (12)$$

Все параметры, входящие в формулу (12), кроме вертикальной скорости, могут быть рассчитаны на основе данных аэрологических наблюдений или реанализов. Оценка вертикальной скорости – отдельная задача. Важным параметром, определяющим вертикальное движение, генерируемое рельефом, служит гидродинамическое число Фруда. Применяя число Фруда, можно найти так называемую «высоту блокирования» – уровень, ниже которого воздух блокируется горами и застаивается (или обтекает его с боков), а выше обтекает препятствие сверху. Для простого случая колоколообразной горы эту высоту $h_S$ можно описать следующим соотношением (Hunt, Snyder, 1980):

$$h_s = h_m\left(1 - Fr\right),\ Fr = \frac{U}{Nh};\ N = \sqrt{\frac{g}{\theta}\frac{\partial \theta}{\partial z}}, \quad (13)$$

где $Fr$ – число Фруда; $h_m$ – высота препятствия.

Число Фруда – универсальная характеристика, связывающая среднюю скорость $U$ потока с его «толщиной» $h$, т.е. характеризует соотношение между эффектами инерции и плавучести, которая в формуле (13) выражена в виде частоты Брента–Вяйсяля $N$ (здесь $g$ – ускорение свободного падения; $\theta$ – средняя потенциальная температура потока; $\partial\theta/\partial z$ – изменение потенциальной температуры с высотой). В нашем случае это уравнение определяет уровень, выше которого реализуется орографически обусловленное вертикальное движение. Для оценки вертикальной скорости, которая генерируется за счёт натекания горизонтального воздушного потока на склон, воспользуемся уравнением неразрывности для несжимаемой жидкости, выражающее закон сохранения массы для атмосферы:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \Rightarrow \partial w = -\left(\partial u \frac{\partial z}{\partial x} + \partial v \frac{\partial z}{\partial y}\right), \quad (14)$$

где $u$, $v$ – горизонтальные компоненты скорости ветра; $x$, $y$, $z$ – пространственные координаты.

Поскольку на поверхности склона горизонтальная скорость обращается в ноль (т.е. воздух не протекает сквозь склон), то, интегрируя второе выражение (14), можно получить формулу для оценки мгновенного значения вертикальной скорости $w_{oro}$, сгенерированной в момент соприкосновения горизонтального потока со склоном:

$$\int_0^w dw = -\left(\frac{\partial z}{\partial x}\int_0^u du + \frac{\partial z}{\partial y}\int_0^v dv\right) \Rightarrow w_{oro} = -\left(u\frac{\partial z}{\partial x} + v\frac{\partial z}{\partial y}\right). \quad (15)$$

Для её расчёта достаточно задать значения горизонтальной скорости ветра $V = (u, v)$ (из данных реанализа) и крутизны склона ($\partial z/\partial x$, $\partial z/\partial y$). Предложенная модель тестируется для Эльбруса, который в первом приближении можно описать конической формой – горой с постоянным углом склона вне зависимости от его направления. С учётом такого упрощения последнее из выражений (15) можно записать как

$$w_{oro} = V\tan(\alpha), \quad (16)$$

где $\alpha$ – угол склона.

Эта формула, по сути, применяется в выражении (2), которое приведено в качестве примера простейшего варианта расчёта вертикальной компоненты скорости, инициированной рельефом. В ранних работах $w_{oro}$ так и рассчитывалось и сохранялась постоянной до верхней границы области расчёта. Однако в этом случае её оценки получались сильно завышенными (Barry, 2008), поскольку в реальности $w_{oro}$ меняется с высотой в зависимости от стратификации, турбулентной вязкости и динамики гравитационных волн. Чтобы детально описать эти процессы, необходимо анализировать решения уравнения Тейлора–Гольштейна при разных граничных условиях (Markowski, Richardson, 2010) или реализовать чис-

ленные эксперименты с мезомасштабными атмосферными моделями (Jiang, Smith, 2003). Учитывая, что основное назначение предлагаемой модели – корректное описание орографических осадков на сезонных и годовых масштабах, предположим, что главный фактор затухания орографической компоненты вертикальной скорости с высотой – стратификация, которую можно выразить через квадрат частоты $N^2$ Брента–Вяйсяля. Тогда для $w_{oro}(z)$ можно записать следующее выражение:

$$\left(z\right) = V\tan\left(\alpha\right)e^{-\tau N^2\left(h-h_0\right)}, \quad (17)$$

где $\tau$ – эмпирическая константа, имеющая размерность ускорения; $(h - h_0)$ – толщина слоя, в котором происходит затухание.

Окончательная величина $w(z)$, определяющая скорость конденсации на наветренном склоне, складывается из компоненты $w_{oro}(z)$ и вертикальной скорости $w_s(z)$, определяемой синоптическим процессом, которая в нашем случае берётся из данных ERA5. В итоге для вертикальной скорости имеем такое выражение:

$$w(z) = w_{oro}(z) + w_s(z). \quad (18)$$

Чтобы оценить массу сконденсировавшейся влаги в столбе тропосферы за время $\Delta t$, необходимо проинтегрировать рассчитанную скорость конденсации по вертикали и времени:

$$Q_w = \frac{1}{\rho_w g}\delta_p \int_p^{p+\Delta p}\int_t^{t+\Delta t}\delta_c \frac{\partial \rho_w}{\partial t}dtdp, \quad (19)$$

где $Q_w$ – масса влаги, сконденсировавшейся в столбе воздуха, кг/м$^2$; $\partial\rho_w/\partial t$ рассчитывается по формуле (12); вертикальная компонента скорости вычисляется по формулам (17)–(18); $\delta_c$ и $\delta_p$ – эмпирические весовые функции (Sinclair, 1994): функция $\delta_c$ оценивает долю сконденсировавшейся влаги в зависимости от фоновой относительной влажности $f_s$, определяемой крупномасштабными процессами; функция $\delta_p$ выражает долю интегрального влагосодержания в столбе атмосферы в зависимости от величины относительной влажности $f$, изменившейся под воздействием орографического фактора (здесь величина относительной влажности выражена в долях единицы):

$$\delta_c = \begin{cases} \left(\frac{fs-0{,}1}{0{,}4}\right)^{1/2}; & fs > 0{,}6 \\ 0; & fs \le 0{,}6 \end{cases} \quad \delta_p = \begin{cases} \left(\frac{f-0{,}8}{0{,}2}\right)^{1/4}; & f\left(z\right) > 0{,}8 \\ 0; & f\left(z\right) \le 0{,}8 \end{cases}. \quad (20)$$

Отдельная сложная задача, речь о которой шла ранее, – учёт доли сконденсировавшейся влаги, выпадающей в виде осадков $\sigma P_{oro}$. Опираясь на данные реанализа ERA5, которые позволяют установить такую эмпирическую зависимость, нами предложена следующая простая зависимость:

$$\sigma P_{oro} = -\alpha T + \beta;\ \alpha = 7{,}5\cdot10^{-3},\ \beta = 2{,}5. \quad (21)$$

При температуре воздуха выше 20 °C доля сконденсировавшейся влаги, реализовавшейся в виде осадков, составляет 0,4, а ниже – 50 °C близка к единице. Все параметры, применяемые в предлагаемой модели (температура, характеристики влажности, скорость ветра) измеряются или достаточно надёжно моделируются глобальными и региональными атмосферными моделями, поэтому расчёт скорости конденсации для отдельно стоящей высокой горы (Эльбрус) конической формы может считаться реалистичной задачей.

***Описание экспериментов.*** В рамках работы реализовано два эксперимента по воспроизведению орографической составляющей осадков на Эльбрусе: *за период второй буровой экспедиции 2018 г.* на Западном плато Эльбруса, обеспеченной данными метеорологических наблюдений с 20.06 по 20.07.2018 г.; *за период 01.01.1985–01.01.2020 гг.* с целью воспроизвести климатический режим увлажнения склонов Эльбруса, оценить его межгодовую изменчивость и сравнить с прямыми (данные окрестных метеостанций) и косвенными (реконструкция аккумуляции по кернам) источниками информации по осадкам. В качестве начальных данных использованы данные реанализа ERA5 о температуре воздуха, трёх компонентах скорости ветра, отношении смеси, относительной влажности, массе жидкой и твёрдой влаги в облаках, которые считывались из узлов координатной сетки, ближе всего расположенных к Эльбрусу (43°25′ с.ш., 42°25′ в.д.; 43°25′ с.ш., 42°50′ в.д.; 43°50′ с.ш., 42°25′ в.д.; 43°50′ с.ш., 42°50′ в.д. (рис. 1, *а*) по 15 вертикальным уровням. Временно́е разрешение начальных данных составило три часа.

Вычисление выполнялось для конусообразной горы с параметрами, близкими к Эльбрусу: средний угол наклона задан равным 20°, относительное превышение между средним уровнем окружающих гор и вершиной Эльбруса – 3000 м, радиус горы у основания – 8500 м. Расчёт вёлся

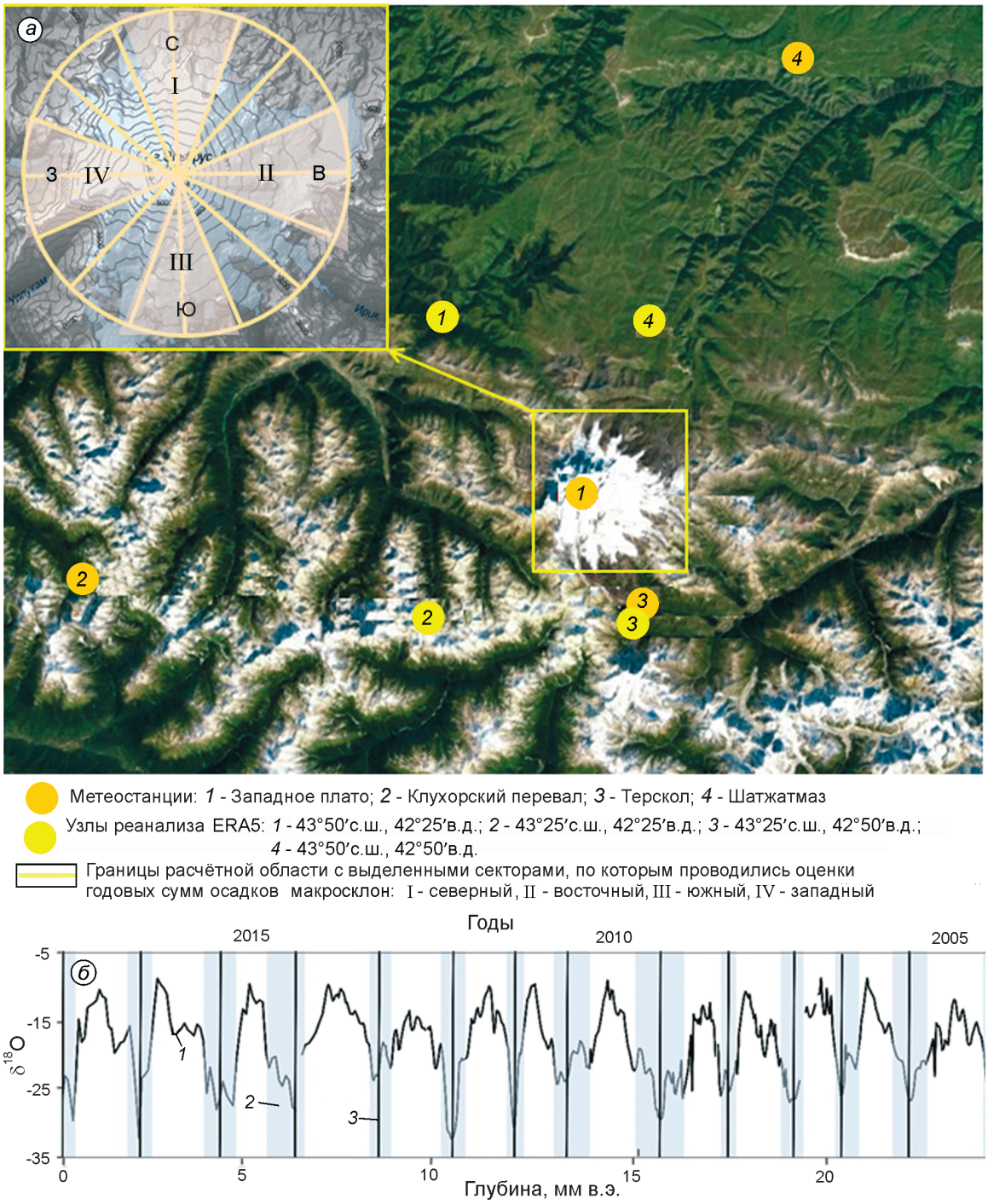



**Рис. 1.** Район исследований и его обеспеченность натурными данными (метеорологическими измерениями, реанализом ERA5, информацией из ледовых кернов):
*а* – географическое положение расчётной области, примерно соответствующей площади сечения Эльбруса по горизонтали 3000 м над ур. моря (сектора соответствуют направлениям, по которым выполнялись расчёты осадков) и локация точек, обеспеченных информацией; *б* – годовые слои аккумуляции, выделенные в керне 2018 г. на Западном плато Эльбруса: *1* – кривая изотопного состава $\delta^{18}O$; *2* – выделенные зимние периоды; *3* – определённые границы годов

**Fig. 1.** The study area and its availability of field data (meteorological measurements, ERA5 reanalys, ice cores information):
*a* – the simulation's area location (the modeling domain's area is approximately corresponding to the Elbrus horizontally section on 3300 m a.s.l. (sectors correspond to the directions in which the results of precipitation calculations were performed and estimated), and location of points provided by data; *б* – annual accumulation layers identified in the 2018 core on the Western Elbrus Plateau: *1* – $\delta^{18}O$ isotopic composition curve; *2* – distinguished winter periods; *3* – year boundaries

в диапазоне высот 3000–12000 м над ур. моря, примерно до тропопаузы, с вертикальным шагом 600 м. По каждому из вертикальных уровней проводилось осреднение основных метеорологических величин, расчёт потенциальной температуры, реального и влажно-адиабатического температурных градиентов, изменения относительной влажности с высотой при соответствующих температурных градиентах и профилях влажности, модуля скорости ветра в зависимости от азимута склона, значения мгновенной вертикальной скорости при контакте потока со склоном с учётом высоты блокирования потока и её затухание (согласно формулам (16)–(18). В завершении цикла по вертикальным уровням суммировалась вся сконденсировавшаяся влаги в столбе и оценивалась возможная доля осадков согласно выражениям (19)–(21). Эти процедуры выполнялись для 16 направлений (с шагом 22,5°) сначала для периода с 20.06 по 20.07.2018 г., а затем для периода 01.01.1985–01.01.2020 г. В результате для каждого из 16 секторов Эльбруса получены суточные, месячные и годовые суммы осадков для указанных эпизодов.

Прежде всего точность расчёта орографической составляющей осадков зависит от качества загружаемых начальных данных, извлечь которые можно только из архивов аэрологической и спутниковой информации, а также реанализов. Наиболее оптимальны варианты в нашем случае – реанализы. В качестве примера отметим, что расстояние от узлов сетки реанализа ERA5 до подножия Эльбруса составляет 10–30 км, в то время как расстояние до ближайшей точки аэрологического зондирования (Минеральные Воды) – 100 км.

## Данные и методы оценки результатов моделирования

***Начальные данные и их качество.*** Решение о выборе источника начальных данных было принято на основе сравнения информации, полученной из реанализов ERA5 (пространственное разрешение 0,25°) (Hersbach et al., 2020), ERA–Interim (0,75°) (Dee et al., 2011), MERRA2 (0,65°) (Gelaro et al., 2017) и NCEP–NCAR (2,5°) (Kistler et al., 2001), с результатами радиозондирования на аэрологических станциях Северного Кавказа (Минеральные Воды, Туапсе и Махачкала). Аэрологические данные получены из общедоступного архива IGRA (Integrated Global Radiosonde Archive) (Durre et al., 2006).

Данные реанализов интерполировались из ближайших узлов сетки в точки аэрологических станций. Оценки проводили за период с июня по август 2018 г. с шагом по времени 12 ч, т.е. соразмерно с временно́й дискретностью аэрологических наблюдений. С учётом отфильтрованных ошибочных сроков наблюдений выборка аэрологических данных составила 174 временных среза и оказалась достаточной для выполнения базовых статистических оценок точности реанализа. Для каждого изобарического уровня рассчитаны средние значения отклонений «реанализ минус аэрологические данные», а также средние квадратичные отклонения (СКО) этих разностей. Показано, что СКО разницы значений температуры воздуха на всех уровнях не превышало 2 °С по всем уровням для всех рассмотренных реанализов. СКО разницы значений относительной влажности в аэрологических данных и реанализах составляет в среднем 10–15%, увеличиваясь до 20% на верхних уровнях, где содержание водяного пара мало. В целом профиль среднего значения относительной влажности ближе всего к наблюдаемому по данным ERA5. То же самое относится и к профилю парциального давления водяного пара. СКО разницы между значениями реанализов и аэрологических данных для скорости ветра составляет в среднем 2–4 м/с, и хорошего соответствия с аэрологическими данными не показывает ни один из рассмотренных реанализов.

Получены также значения нормированного коэффициента корреляции между рядами данных реанализов и аэрологических величин. Показано, что лучше всего согласованы данные о температуре (рис. 2, *а*). При этом корреляция несколько снижается в нижней тропосфере, что связано с недостаточно корректным воспроизведением атмосферными моделями температурных инверсий и турбулентного теплообмена в пограничном слое атмосферы. Лучше всего с данными аэрологического зондирования по температуре на всех уровнях согласованы данные реанализа ERA5. Этот реанализ также показывает наилучший результат и по относительной влажности (см. рис. 2, *б*) – в среднем для всех трёх аэрологических станций коэффициент корреляции со-

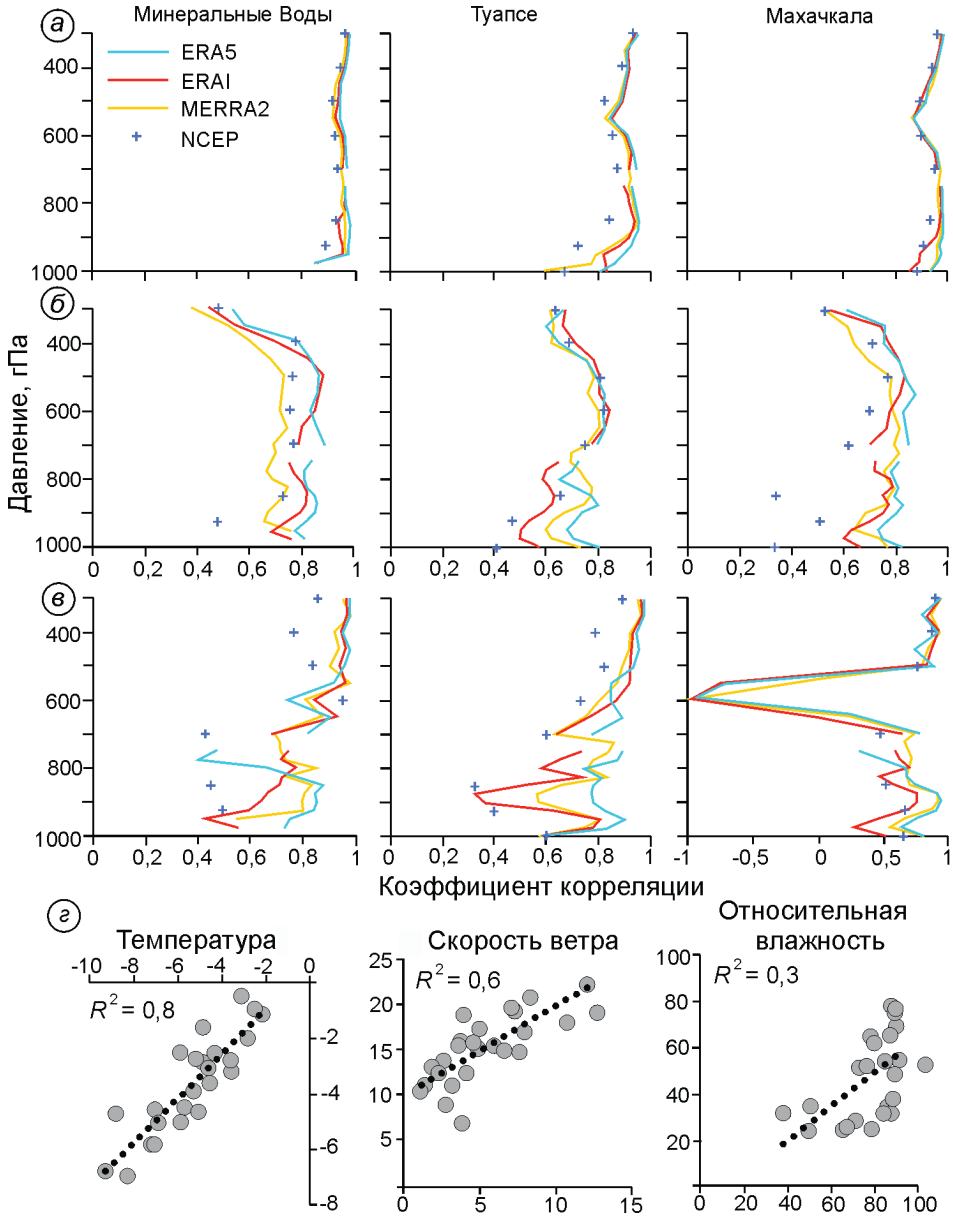



**Рис. 2.** Сравнение данных реанализов ERA5, ERAI, MERRA, NCEP с результатами метеорологических наблюдений за период 24.06–17.07.2018 г.:

*а* – коэффициент корреляции между данными реанализов и аэрологическими измерениями для температуры воздуха, °С; *б* – парциального давления водяного пара, гПа; *в* – скорости ветра, м/с; *г* – сопоставление с метеорологическими измерениями на Западном плато Эльбруса (по оси ординат – данные реанализа ERA5, по оси абсцисс – данные наблюдений)

**Fig. 2.** Comparison of ERA5, ERAI, MERRA and NCEP reanalysis data with the results of meteorological observations for the period June 24 – July 17, 2018:

*а* – correlation coefficient between reanalysis data and radiosounding measurements for air temperature, °C; *б* – vapor pressure of water, hPa; *в* – wind speed, m/s; *г* – comparison with meteorological measurements on the Western Plateau of Mt. Elbrus (ERA5 on the x-axis, observational data on the y-axis)

ставляет 0,7–0,8. За счёт высокой дискретности аэрологических данных о скорости ветра минимальное значение коэффициента корреляции с данными реанализов колеблется от 0,6 в приповерхностном слое в Туапсе и до –1 на изобарическом уровне 600 гПа в Махачкале (см. рис. 2, *в*). Однако в целом и для скорости ветра реанализ ERA5 демонстрирует лучший результат.

Выполнено также сравнение средних суточных данных ERA5 о температуре, относительной

влажности и скорости ветра с результатами измерений этих величин 24.06–17.07.2018 г. на Западном плато Эльбруса (Торопов и др., 2020; см. рис. 2, *г*.). Видно, что для средних суточных значений температуры он близок к идеальному (коэффициент детерминации $R^2 = 0{,}8$), для скорости ветра получено хорошее согласие ($R^2 = 0{,}6$), для относительной влажности – удовлетворительное. Отметим, что значения относительной влажности существенно зависят от локальных особенностей конденсации и положения нижней границы местной облачности, поэтому воспроизводятся реанализом в конкретной точке несколько хуже. В целом, выполненные оценки показывают неоспоримое преимущество реанализа ERA5 по сравнению с другими реанализами и возможность его применения в качестве начальных данных для расчёта орографической составляющей осадков. Необходимо заметить, что данные реанализа по горным районам Кавказа уже неоднократно демонстрировали достаточно высокую достоверность как на климатических масштабах (Toropov et al., 2019), так и для отдельно взятых сезонов и месяцев с суточным разрешением (Торопов и др., 2016). Выбор временно́го интервала 1985–2018 гг. мотивирован относительной однородностью количества усваиваемых наземных, аэрологических и спутниковых данных (Hersbach et al., 2020).

***Верификация результатов моделирования*** за период с 20.06 по 20.07.2018 г. представляла собой оценку разности между суточной суммой «модельных» и измеренных осадков на Западном плато Эльбруса. Осадки на Западном плато за этот период восстанавливались на основе результатов снегомерных измерений в сочетании с измерениями плотности свежевыпавшего снега по снегомерным наблюдениям (Торопов, 2020). За этот период проводилось также сравнение модельных суточных сумм осадков с аналогичными данными по ближайшим ГМС – Терскол и Клухорский перевал. Выполнено качественное сравнение сезонного хода осадков, полученного по результатам моделирования на основных макросклонах Эльбруса с данными этих ГМС. Проведено сравнение эмпирических функций распределения суточных сумм осадков, рассчитанных по результатам моделирования и по данным ГМС.

Результаты моделирования за период 1985–2018 гг. сравнивались с данными аккумуляции, полученными по кернам 2009 и 2018 гг. Реконструкция годовой аккумуляции на Западном плато проводилась на основе данных об изотопном составе ($\delta^{18}O$ и $\delta D$) в ледниковых кернах 2009 и 2018 гг. Ранее было показано, что в вариациях $\delta^{18}O$ в кернах Эльбруса наблюдаются чётко выраженные сезонные колебания с амплитудой порядка 20‰ (Mikhalenko et al., 2015; Kozachek et al., 2017). Для горизонтов, накопленных в тёплый период, характерные значения $\delta^{18}O$ составляют от −5 до −10‰, тогда как зимой для $\delta^{18}O$ снега на Западном плато характерны значения от 20 до −30‰. Для сравнения с метеорологическими данными в этом исследовании за границу года принималась середина зимнего интервала с наиболее низкими значениями $\delta^{18}O$ (см. рис. 1, *б*). Подход «ручного» выделения слоёв считается общепризнанным (Mikhalenko et al., 2015), хотя содержит погрешности из-за субъективности проведения границы года. В работе максимальная погрешность определения аккумуляции конкретного года определяется как половина от средней аккумуляции за зиму – ~250 мм в.э. В ходе анализа средних значений ошибки разного знака суммируются и общая погрешность уменьшается.

## Анализ и обсуждение результатов

***Оценки расчёта осадков на Эльбрусе за период экспедиции с 24.06 по 14.07.2018 г.*** Расчёт суточных сумм осадков на Западном плато Эльбруса с помощью предложенной модели за указанный период можно рассматривать как её тестирование, поскольку этот период обеспечен данными метеорологических наблюдений (Торопов и др., 2020). На рис. 3, *а* представлены результаты выполненного сравнения. Модель верно воспроизвела три основных эпизода интенсивных осадков: 24–26 июня, 4–7 июля, 13–16 июля. Эти эпизоды соответствуют конкретным синоптическим процессам, описанным в работе (Торопов и др., 2020). Систематическое отклонение данных ERA5 о температуре воздуха от наблюдений на Западном плато связано с различием высот между изобарической поверхностью 500 гПа (~5500 м) и уровнем наблюдений (~5100 м.). При этом коэффициент корреляции между рядом температуры по данным ERA5 и

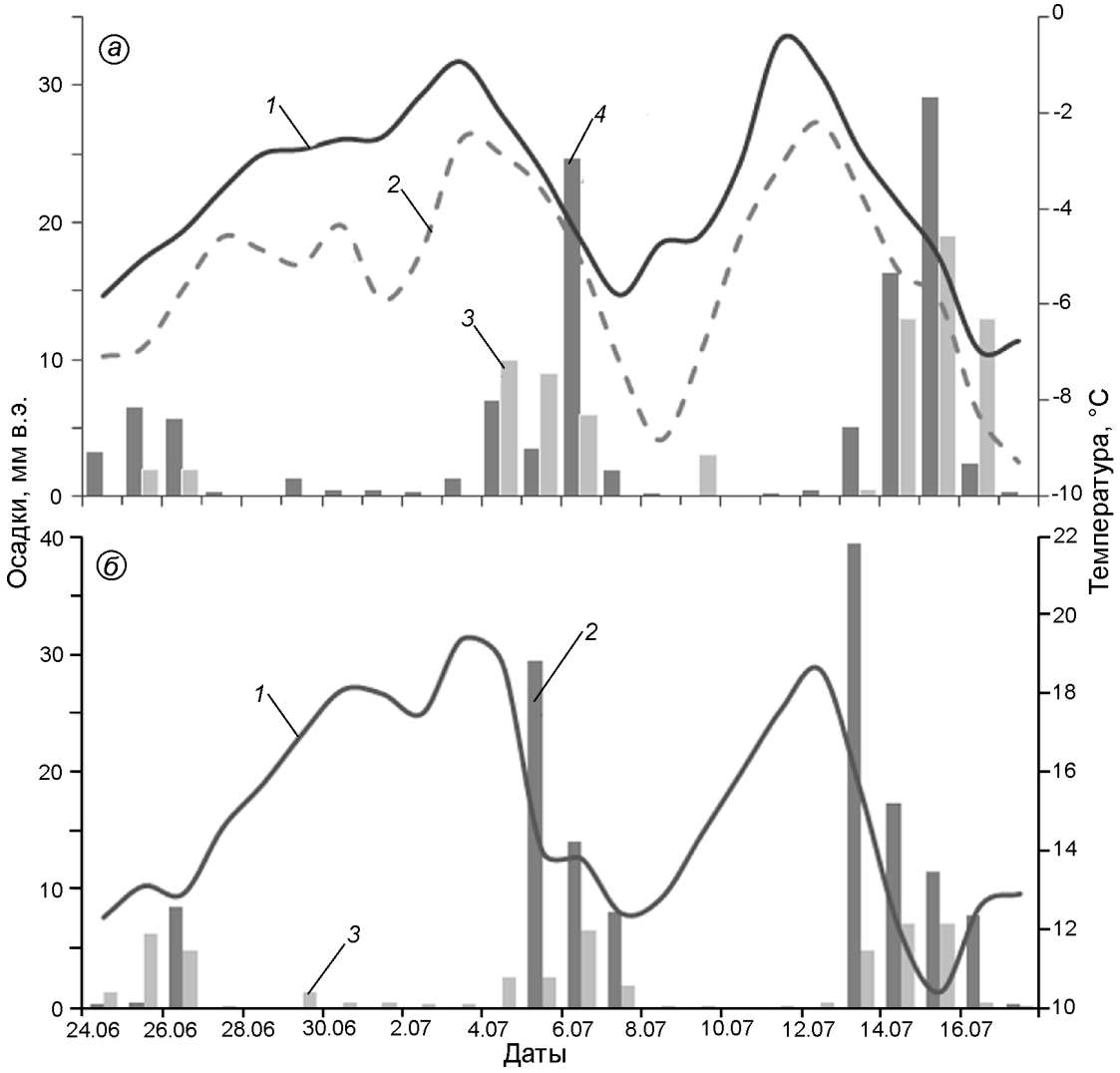



**Рис. 3.** Метеорологический режим на Западном плато Эльбруса по данным наблюдений 24.06–17.07.2018 г., реанализа ERA 5 и результатов моделирования:
*а* – временной ход температуры воздуха по данным наблюдений (*1*), реанализа ERA 5 (*2*), снегонакопления по данным наблюдений (*3*), осадков по результатам моделирования (*4*); *б* – временной ход температуры (*1*), суточные суммы осадков по данным ГМС Терскол (*2*), суточные суммы осадков по данным реанализа ERA5 (*3*)

**Fig. 3.** Meteorological regime on the Western Plateau of Mt. Elbrus according to observational data, ERA 5 reanalysis and modeling results from June 24 to July 17, 2018:
*a* – air temperature from observations (*1*), ERA 5 reanalysis (*2*), snow accumulation from observations (*3*), precipitation from simulation results (*4*); *б* – air temperature (*1*), daily precipitation from Terskol meteorological station (*2*), daily precipitation from ERA5 reanalysis (*3*)

ГМС Терскол составляет 0,8, что свидетельствует об адекватном воспроизведении реанализом синоптической изменчивости. Роль орографической составляющей осадков в увлажнении региона выражена в том, что сумма осадков за период экспедиции на ГМС Терскол составила 137 мм, в то время как по данным реанализа ERA5 (без учёта регионального рельефа), интерполированным в точку метеостанции Терскол, она не превысила 50 мм, т.е. оказалась в 2,8 раза ниже (см. рис. 3, *б)*.

На Западном плато по данным снегомерных наблюдений величина снегонакопления составила 78 мм в.э. В работе (Торопов и др., 2020) показано, что при грубом учёте других факторов, определяющих снегонакопление (метелевый перенос, таяние, сублимация кристаллов), величину осадков за период экспедиции можно оценить

в 150 мм. По данным расчёта с помощью предложенной орографической модели она составила 112 мм. Различия в 38 мм, безусловно, существенны. Однако, во-первых, сравнение снегонакопления в конкретной точке с осадками, рассчитанными по всему западно-северо-западному сектору Эльбруса (см. рис. 1, *а*), площадь которого составляет примерно 17 км$^2$, считается приближённой оценкой. Во-вторых, вклад таяния, сублимации и метелевого переноса на Западном плато приближённо оценён по метеорологическим данным и не был известен. Расчёты, выполненные на основе длиннорядных измерений (Palm et al., 2017), показали, что при высокой повторяемости скорости ветра более 10 м/с, за счёт метелевого переноса в течение месяца аккумуляция может варьировать в пределах ±30 мм в.э. С учётом этой информации оценки суммы осадков за период экспедиции (112 мм) по сравнению с наблюдённой величиной (150 мм), а также суточные максимумы 6 июля (24,7 мм) и 14 июля (29 мм), полученные на Западном плато по итогам моделирования, выглядят реалистично.

***Пространственно-временно́е распределения годовой суммы осадков на Эльбрусе.*** На рис. 4, *в* показаны годовые суммы осадков на основных макросклонах Эльбруса за период 1985–2018 гг. Максимальная годовая сумма (2000–2500 мм) получена для западно-юго-западного и юго-западного секторов (при средней годовой норме для Центрального Кавказа ~1000 мм). Таким образом наибольшее количество осадков получают ледники Большой Азау, Уллукам, и Кюкюртлю. На южных, западных и западно-северо-западные склонах, в том числе на Западном плато, годовая сумма осадков также весьма высока (1500–2000 мм). Наименьшая годовая сумма осадков (750–1000 мм) закономерно отмечена на восточных склонах. Важный результат – воспроизведение моделью различных режимов сезонного хода осадков (в зависимости от экспозиции макросклона). На западных и южных макросклонах отмечается бимодальное годовое распределение: слабовыраженный максимум весной (март–апрель) и осенью (октябрь–ноябрь) и минимум летом (июль–август) (см. рис. 4, *б*). Похожее распределение отмечается по натурным данным на ГМС Клухорский перевал (см. рис. 4, *а*). На восточном макросклоне ситуация обратная: слабо выражен максимум осадков в начале лета (май–июнь) и минимум в середине метеорологической зимы (январь–февраль) как и на ГМС Терскол (см. рис. 4, *а*), т.е. модель улавливает основные особенности внутригодового распределения осадков на склонах Эльбруса разной экспозиции: на западе Эльбруса оно больше соответствует условиям Западного Кавказа, в то время как восточный макросклон характеризуется типичным умеренно-континентальным годовым распределением осадков.

Выполнены оценки эмпирических функций распределения. Показано, что на южных и западных склонах осадки обеспеченностью 0,1% составляют 20 мм, а на северных и восточных – 14 мм (см. рис. 4, *г*). Суточный максимум осадков за расчётный период получен на юго-западном склоне и составил ~32 мм. Наименьший суточный максимум по результатам расчётов отмечен на северо-восточном склоне и равен 16 мм. Для сравнения отмечено, что на ГМС Терскол суточный максимум осадков за рассматриваемый период равен ~100 мм. Существенно меньшие значения экстремальных суточных сумм осадков на склонах Эльбруса, видимо, связаны с тем, что расчёты ведутся в диапазоне высот 3000–5500 м, без учёта влагосодержания нижних слоёв атмосферы. Отмечено адекватное описание моделью пространственно-временно́го распределения орографической составляющей осадков.

Величина СКО, характеризующая межгодовую изменчивость осадков, составляет ~200 мм (10% годовой суммы), что типично для условий умеренного климата. Также прослеживаются колебания с периодом 7–10 лет (см. рис. 5, *г*), который характерен для квазидекадной изменчивости атмосферной циркуляции, хорошо описываемой такими известными индексами, как NAO, EA/WR, SCAND. Статистически значимых трендов осадков за этот период не выявлено. Однако если разбить рассматриваемый 33-летний промежуток на два эпизода, то в XXI в. проявится некоторое снижение годовой суммы осадков, составляющее 5–6% за 10 лет (таблица). Слабовыраженная тенденция к уменьшению годовых сумм осадков хорошо согласуется за счёт тёплого периода и корреляции с натурными данными. Причиной этого эффекта – рост повторяемости антициклональных условий в тёплом полугодии (Toropov et al., 2019).

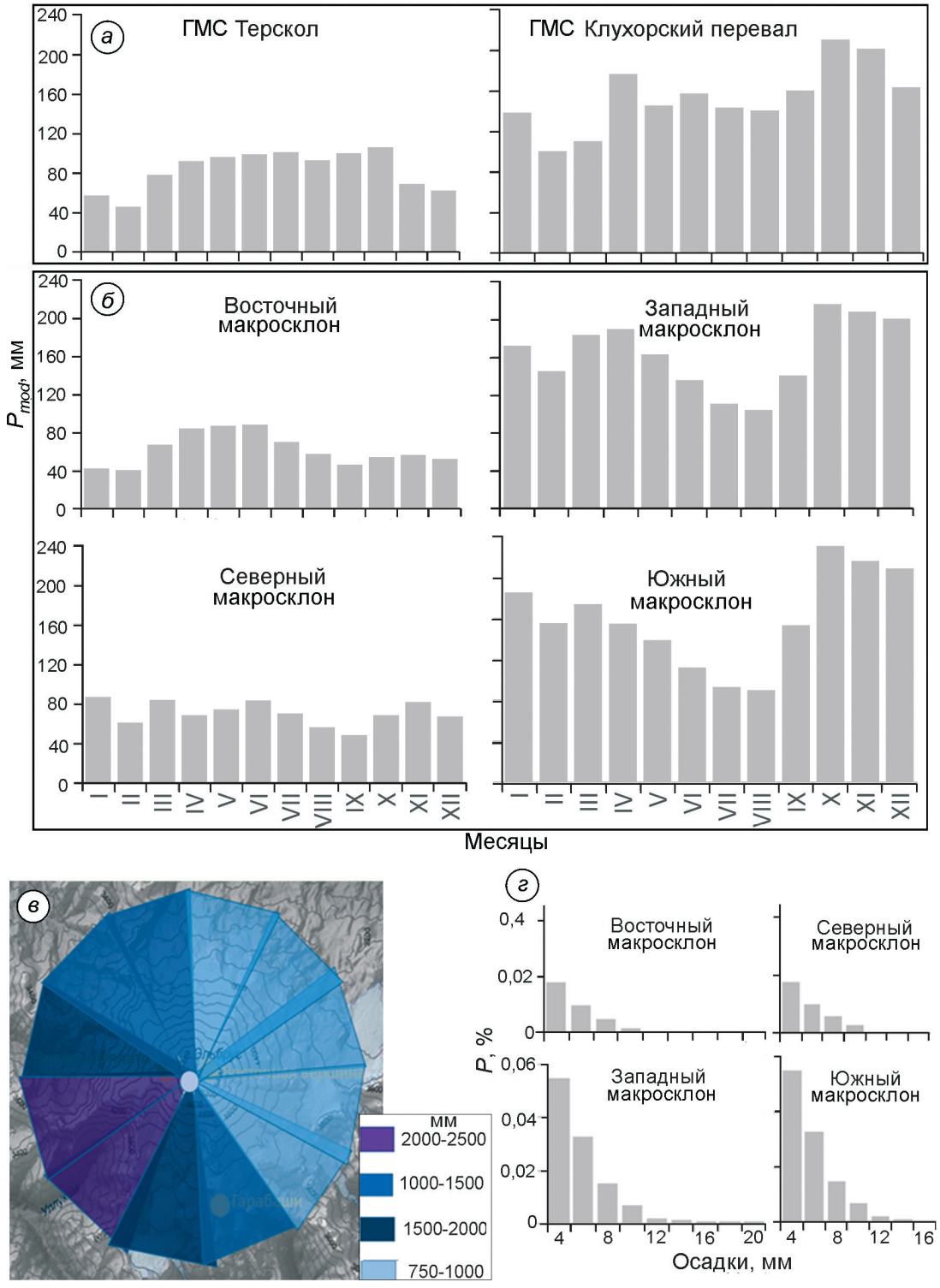



**Рис. 4.** Простейшие характеристики годовых сумм осадков на склонах Эльбруса:
*а* – средний многолетний годовой ход осадков (1981–2010 гг.) по данным ГМС, ближайших к Эльбрусу; *б* – результаты моделирования; *в* – пространственное распределение средней многолетней годовой суммы осадков по результатам модели (1981–2010 гг.); *г* – повторяемость суточных сумм осадков на склонах Эльбруса по результатам модельных расчётов, %

**Fig. 4.** Some characteristics of annual precipitation on the slopes of Mt. Elbrus:
*а* – mean annual course of precipitation (1981–2010) according to observations at weather stations closest to Mt. Elbrus; *б* – according to modeling results; *в* – spatial distribution of the long-term annual mean precipitation according to modeling results; *г* – frequency of daily precipitation on different slopes of Mt. Elbrus according to modeling results, %

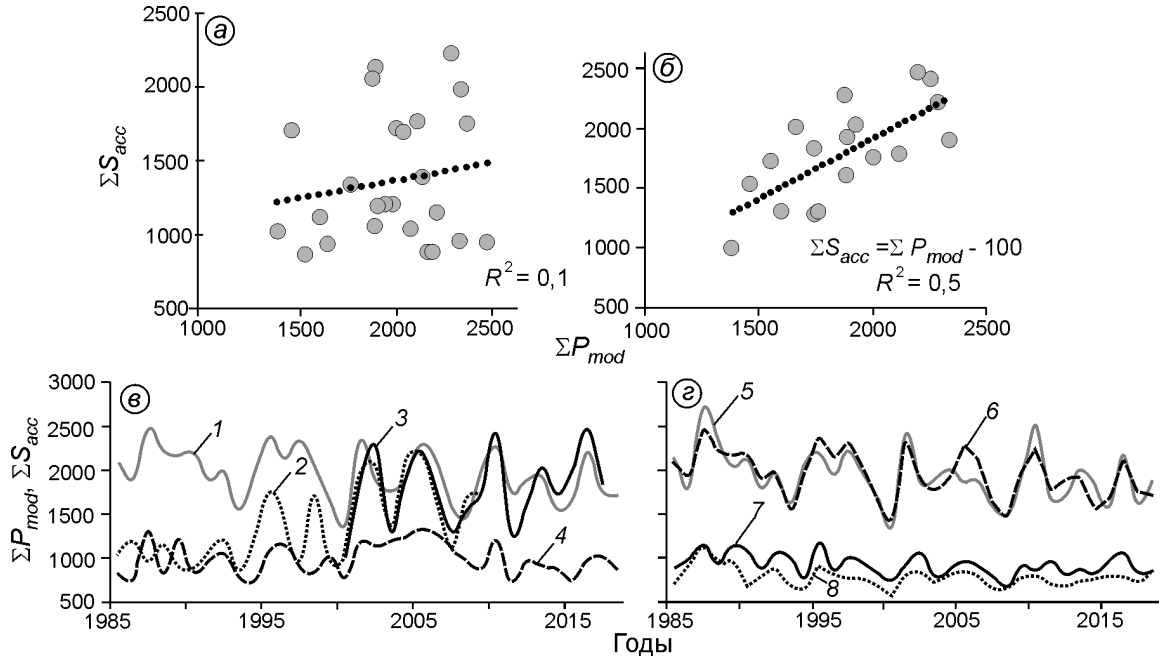



**Рис. 5.** Сопоставление результатов расчётов годовой суммы осадков по модели ($\sum P_{mod}$, мм) с реконструкцией годовой аккумуляции на Западном плато Эльбруса ($\sum S_{acc}$, мм):
*а* – по данным ледового керна 2009 г.; *б* – по данным ледового керна 2018 г.; *в* – межгодовая изменчивость аккумуляции на Западном плато Эльбруса: по результатам модельных расчётов (*1*), данным керна 2009 г. (*2*), данным керна 2018 г. (*3*), данным ГМС Терскол (*4*); *г* – межгодовая изменчивость модельных сумм осадков на западном (*5*), южном (*6*), северном (*7*) и восточном (*8*) макросклонах Эльбруса

**Fig. 5.** Comparison of the results of calculations of the annual precipitation amount according to the model ($\sum P_{mod}$, mm) with the reconstruction of the annual accumulation on the Western Plateau of Elbrus ($\sum S_{acc}$, mm):
*а* – according to the ice core of 2009; *б* – according to the ice core of 2018; *в* – interannual variability of accumulation on the Western Plateau of Elbrus: based on the results of model calculations (*1*), 2009 core data (*2*), 2018 core data (*3*), Terskol HMS data (*4*); *г* – interannual variability of model precipitation amounts on the western (*5*), southern (*6*), northern (*7*) and eastern (*8*) macro slopes of Elbrus

***Сравнение результатов моделирования и данных кернов 2009 и 2018 гг.*** Сопоставлены результаты моделирования годовых сумм осадков за период с 1985 по 2018 г. с годовой аккумуляцией, восстановленной по двум кернам на Западном плато (2009 и 2018 гг.). Отмечено, что аккумуляция в точке бурения – это осадки за вычетом метелевого переноса, а также метелевой и поверхностной сублимации ледяных кристаллов. В условиях локации бурения эти процессы оцениваются как относительно небольшие (Mikhalenko, 2015; Торопов, 2020) и обоснованно предполагается, что осадки – основной фактор аккумуляции. Потери слоя аккумуляции на Западном плато Эльбруса никогда не измерялись.

Результат сравнения годовых сумм осадков за период 1985–2009 гг. на западном макросклоне Эльбруса, рассчитанных с помощью предлагаемой орографической модели с годовой аккумуляцией, восстановленной по данным керна 2009 г., демонстрирует неудовлетворительный коэффициент детерминации, или статистически незначимый результат (см. рис. 5, *а*). При этом сравнение с данными керна 2018 г. за период 1999–2018 гг. (см. рис. 5, *б*) показало статистически значимую связь с поправкой на 100 мм, которую можно интерпретировать как метелевую и поверхностную сублимацию с предварительными оценками 5–7% годовой суммы осадков (Торопов и др., 2020). Данные керна 2018 г., пробуренного в 150 м от точки бурения 2009 г., судя по всему, действительно отражают годовые суммы осадков. Годовая аккумуляция по данным керна 2018 г. хорошо согласуется с результатами модельных расчётов, а на промежутке 2000–2008 гг. – с годовой аккумуляцией, полученной по керну 2009 г. Период 1991–2000 гг. характеризуется неплохим совпадением изменчивости аккумуляции по данным керна 2009 г. с модельными расчётами, однако при этом годовые суммы «модельных» осадков выше зна-

**Годовые суммы осадков и их тренды на склонах Эльбруса**

| Направление склона | Годовые суммы осадков, мм | | | Тренд, %/10лет |
|---|---|---|---|---|
| | 1985–2000 гг. | 2001–2017 гг. | 1985–2015 гг. | |
| Северное | 970 | 893 | 931,5 | –6 |
| Северо-восточное | 863 | 814 | 838,5 | –5 |
| Восточное | 813 | 768 | 790,5 | –4 |
| Юго-восточное | 1132 | 1050 | 1091 | –5 |
| Южное | 2040 | 1873 | 1956,5 | –5 |
| Юго-западное | 2500 | 2290 | 2395 | –6 |
| Западное | 2060 | 1888 | 1974 | –6 |
| Северо-западное | 1235 | 1123 | 1179 | –7 |

чений годовой аккумуляции, восстановленной по керну 2009 г. на 600–700 мм (см. рис. 5, *в*). С учётом ошибки реконструкции годовой аккумуляции (~250 мм), метелевого переноса и сублимации, которые в условиях высокой повторяемости сильных ветров на Западном плато могут составлять ~200 мм, погрешность выглядит не так уж серьёзно: 150–200 мм годового слоя, что составляет величину естественной межгодовой изменчивости осадков. Более пессимистичным выглядит период 1985–1990 гг., когда на фоне существенного завышения осадков моделью (~1000 мм) отмечается несогласованность экстремумов между результатами моделирования и реконструкцией по керну 2009 г. (см. рис. 5, *в*). При этом ответить на вопрос, какой из методов восстановления осадков оказывается ошибочным – по керну или по результатам расчётов с помощью предложенной модели – фактически невозможно. Вместе с тем несогласованность результатов сравнения модельных данных с реконструкцией по кернам наводит на мысль, что предложенная модель орографической добавки осадков может служить средством физически обоснованного согласования различных источников палеоданных об осадках. Но для решения такой задачи модель орографической добавки осадков требует более строго откалибровать метеорологическими измерениями по горным районам.

## Выводы и заключение

Предложенная схема расчёта орографических осадков относится к «моделям наветренного склона» и учитывает основные механизмы конденсации водяного пара при натекании влажного воздуха на горный склон. Она существенно проще полных мезомасштабных гидродинамических моделей, но более обоснована физически по сравнению с простыми регрессионными методами. Подход, лежащий в основе данной модели, применялся неоднократно, однако по сравнению с большинством «моделей склонов» в предложенном алгоритме реализовано несколько новшеств: учтено затухание вертикальной скорости с высотой в зависимости от атмосферной стратификации; блокирование вертикальных движений в зависимости от сочетания скорости нарекающего потока и стратификации; введена простая зависимость доли влаги, выпадающей в виде осадков, от температуры воздуха. Основной недостаток данной версии модели – недоучёт плювиометрического градиента. В перспективе планируется учесть эту важную орографическую особенность через закон Клаузиуса–Клапейрона или на основе эмпирических зависимостей (Barry, 2008).

Сравнение с метеорологическими измерениями суточного и месячного разрешения показало, что на сезонном и годовом масштабах модель адекватно воспроизводит пространственно-временну́ю структуру осадков на склонах Эльбруса и может быть задействована для расчёта аккумуляции на горных ледниках. Сравнение результатов моделирования с реконструкцией годовой аккумуляции на Западном плато Эльбруса по ледовым кернам 2009 и 2018 гг. оказалось менее удачным. В случае керна 2009 г. речь идёт о статистически незначимой связи с рассчитанными осадками ($R^2 = 0{,}1$), в то время как сравнение с керном 2018 г. даёт надёжный результат ($R^2 = 0{,}5$). Хотя модель нельзя считать эталоном, очевидно, что полученная надёжная связь между результатами моделирования и реконструкцией

аккумуляции по керну 2018 г. не случайна. Годовая аккумуляция на Западном плато Эльбруса прежде всего определяется осадками; вклады лавинного питания, метелевого переноса и сублимации ледяных кристаллов существенны для отдельных точек, но не для всего плато в целом. Низкий коэффициент корреляции с керном 2009 г. может быть связан как с неудачным выбором точки бурения, так и с неизбежными погрешностями определения годовых слоёв.

Оценки результатов расчётов показали, что предложенная модель способна служить средством согласования методик реконструкции годовой аккумуляции по данным ледовых кернов. Результаты моделирования могут стимулировать развитие методик определения годовых слоёв аккумуляции, предполагающих минимизацию субъективизма и связанных с ним ошибок, а также применяться как физическое обоснование реконструкции аккумуляции по данным кернов. Также предложенный алгоритм может быть адаптирован в виде параметризации орографических осадков в моделях земной системы, а также для уточнения осадков в горных районах в рамках прикладных задач.

**Благодарности.** Большая часть работы выполнена при поддержке РФФИ (проект № 20–05–00176), анализ и интерпретация данных по ледяному керну проведена в рамках Мегагранта № 075–15–2021–599 от 08.06.2021 г.

**Acknowledgments.** The main part of this study was funded by the Russian Foundation for Basic Research (project № 20–05–00176). The ice cores's data was analyzed and interpreted in the framework of Megagrant № 075–15–2021–599, 08.06.2021.

## Литература

*Кислов А.В., Георгиади А.Г., Алексеева Л.И., Бородин О.П.* Построение полей температуры воздуха и атмосферных осадков в районах с редкой измерительной сетью (на примере бассейна р. Лена) // Метеорология и гидрология. 2007. № 8. С. 29–37.

*Кренке А.Н., Ананичева М.Д., Демченко П.Ф., Кислов А.В.* Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем. Т. 9. Ледники и ледниковые системы. М.: изд. Росгидромета, 2012. С. 360–399.

*Михайлов А.Ю.* Роль орографических вертикальных движений в формировании климатического поля летних осадков. // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1985. № 5. С. 96–103.

*Михаленко В.Н., Кутузов С.С., Лаврентьев И.И., Торопов П.А.* Ледники и климат Эльбруса. М.-СПб: Нестор-История, 2020. 327 с.

*Олейников А.Д., Володичева Н.А.* Зимы лавинного максимума на Большом Кавказе за период инструментальных наблюдений (1968–2016 гг.) // Лёд и Снег. 2020. Т. 60. № 4. С. 521–532.

*Торопов П.А., Шестакова А.А., Полюхов А.А., Семенова А.А., Михаленко В.Н.* Особенности летнего метеорологического режима Западного плато Эльбруса // Лёд и Снег. 2020. Т. 60. № 1. С. 58–76. doi: 10.31857/S2076673420010023.

*Barry R.G.* Mountain weather and climate. London: Cambridge University Press, 2008. 505 p.

*Chua S.H., Bras R.L.* Optimal estimators of mean areal precipitation in regions of orographic influence //

## References

*Kislov A.V., Georgiadi A.G., Alekseyeva L.I., Borodin O.P.* Construction of air temperature and precipitation fields in areas with a sparse measuring network (on the example of the Lena River basin). *Meteorologiya i gidrologiya.* Meteorology and hydrology. 2007, 8: 29–37. [In Russian].

*Krenke A.N., Ananicheva M.D., Demchenko P.F., Kislov A.V. Metody ocenki posledstvij izmeneniya klimata dlya fizicheskih i biologicheskih system.* Methods for assessing the effects of climate change on physical and biological systems. V. 9. Glaciers and glacial systems. Moscow: Roshydromet, 2012: 360–399. [In Russian].

*Mikhaylov A.Y.* Rol' orograficheskikh vertikal'nykh dvizheniy v formirovanii klimaticheskogo polya letnikh osadkov. *Izvestiya Ros. Akad. Nauk. Seriya geograficheskaya.* Proc. of RAS. Geographical series. 1985, 5: 96–103. [In Russian].

*Mikhalenko 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].

*Oleinikov A.D., Volodicheva N.A.* Winters of avalanche maximum in the Greater Caucasus for the period of instrumental observations (1968–2016). *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2020, 60 (4): 521–532. doi: 10.31857/S2076673420040057. [In Russian].

*Toropov P.A., Shestakova A.A., Polukhov A.A., Semenova A.A., Mikhalenko V.N.* Character of the summer meteorological regime on the Western plateau of Elbrus (the Caucasus). *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2020, 60 (1): 58–76. doi: 10.31857/S2076673420010023[In Russian].

Journ. of Hydrology. 1982. V. 57. № 1–2. P. 23–48. doi: 10.1016/0022–1694(82)90101–9.

*Daly C., Neilson R.P., Phillips D.L.* A statistical-topographic model for mapping climatological precipitation over mountainous terrain // Journ. of Applied Meteorology and Climatology. 1994. V. 33. № 2. P. 140–158. doi: 10.1175/1520–0450(1994)033.

*Durran D.R., Klemp J.B.* On the effects of moisture on the Brunt–Väisälä frequency // Journ. of Atmospheric Sciences. 1982. V. 39. № 10. P. 2152–2158. doi: 10.1175/1520–0469(1982)039.

*Elliott R.D., Hovind E.L.* The water balance of orographic clouds // Journ. of Applied Meteorology and Climatology. 1964. V. 3. № 3. P. 235–239. doi: 10.1175/1520–0450(1964)003.

*Funk C., Michaelsen J.A* Simplified diagnostic model of orographic rainfall for enhancing satellite–based rainfall estimates in data–poor regions // Journ. of Applied Meteorology. 2004. V. 43. № 10. P. 1366–1378. doi: 10.1175/JAM2138.1.

*Hunt J., Snyder W.H.* Experiments on stably and neutrally stratified flow over a model three–dimensional hill // Journ. of Fluid Mechanics. 1980. V. 96. № 4. P. 671–704. doi: 10.1017/S0022112080002303.

*Huss M., Hock R. A* new model for global glacier change and sea-level rise // Journ. of Frontiers in Earth Science. 2015. V. 3. P. 54–67. doi: 10.3389/feart.2015.00054.

*Hutchinson M.F.* Interpolation of rainfall data with thin plate smoothing splines. Part I. Two dimensional smoothing of data with short range correlation // Journ. of Geogr. Information and Decision Analysis. 1998. V. 2. № 2. P. 139–151.

*Jiang Q., Smith R.B.* Cloud timescales and orographic precipitation // Journ. of the Atmosphere Sciences. 2003. V. 60. № 13. P. 1543–1559. doi: 10.1175/2995.1.

*Kozachek A, Mikhalenko V., Masson-Delmotte V., Ekaykin A., Ginot P., Kutuzov S., Legrand M., Lipenkov V., Preunkert S.* Large-scale drivers of Caucasus climate variability in meteorological records and mt Elbrus ice cores // Journ. of Climate of the Past. 2017. V. 13. № 5. P. 473–489. doi: 10.5194/cp–13–473–2017.

*Kuligowski R.J., Barros A.P.* High-resolution short-term quantitative precipitation forecasting in mountainous regions using a nested model // Journ. of Geophys. Research: Atmosphere. 1999. V. 104. № 24. P. 31553–31564. doi: 10.1029/1999JD900938.

*Leung L.R., Ghan S.J.* A subgrid parameterization of orographic precipitation // Journ. of Theoretical and Applied Climatology. 1995. V. 52. № 1. P. 95–118. doi: 10.1007/BF00865510.

*Markowski P., Richardson Y.P.* Mesoscale meteorology in Midlatitudes // Wiley–Blackwell, 2010. 414 p.

*Mendoza V.M., Oda B., Adem J.* Parametrization of the precipitation in the Northern Hemisphere and its veri-

*Barry. R.G.* Mountain weather and climate. London: Cambridge University Press, 2008: 505 p.

*Chua S.H., Bras R.L.* Optimal estimators of mean areal precipitation in regions of orographic influence. Journ. of Hydrology. 1982, 57 (1–2): 23–48. doi: 10.1016/0022–1694(82)90101–9.

*Daly C., Neilson R.P., Phillips D.L.* A statistical–topographic model for mapping climatological precipitation over mountainous terr. Journ. of Applied Meteorology and Climatology. 1994, 33 (2): 140–158. doi: 10.1175/1520–0450(1994)033.

*Durran D.R., Klemp J.B.* On the effects of moisture on the Brunt–Väisälä freque. Journ. of Atmospheric Sciences. 1982, 39 (10): 2152–2158. doi: 10.1175/1520–0469(1982)039.

*Elliott R.D., Hovind E.L.* The water balance of orographic clouds. Journ. of Applied Meteorology and Climatology. 1964, 3 (3): 235–239. doi: 10.1175/1520–0450(1964)003.

*Funk C., Michaelsen J.A* Simplified diagnostic model of orographic rainfall for enhancing satellite–based rainfall estimates in data–poor regions. Journ. of Applied Meteorology. 2004, 43 (10): 1366–1378. doi: 10.1175/JAM2138.1.

*Hunt J., Snyder W.H.* Experiments on stably and neutrally stratified flow over a model three–dimensional hill. Journ. of Fluid Mechanics. 1980, 96 (4): 671–704. doi: 10.1017/S0022112080002303.

*Huss M., Hock R.A* new model for global glacier change and sea-level rise. Journ. of Frontiers in Earth Science. 2015, 3: 54–67. doi: 10.3389/feart.2015.00054.

*Hutchinson M.F.* Interpolation of rainfall data with thin plate smoothing splines. Part I: Two dimensional smoothing of data with short range correlation // Journ. of Geogr. Information and Decision Analysis. 1998, 2 (2):139–151.

*Jiang Q., Smith R.B.* Cloud timescales and orographic precipitation. Journ. of the Atmosphere Sciences. 2003, 60 (13): 1543–1559. doi: 10.1175/2995.1.

*Kozachek A, Mikhalenko V., Masson-Delmotte V., Ekaykin A., Ginot P., Kutuzov S., Legrand M., Lipenkov V., Preunkert S.* Large-scale drivers of Caucasus climate variability in meteorological records and mt El'brus ice cores. Journ. of Climate of the Past. 2017, 13 (5): 473–489. doi: 10.5194/cp–13–473–2017.

*Kuligowski R.J., Barros A.P.* High-resolution short-term quantitative precipitation forecasting in mountainous regions using a nested model. Journ. of Geophys. Research: Atmos. 1999, 104. (24): 31553–31564. doi: 10.1029/1999JD900938.

*Leung L.R., Ghan S.J.* A subgrid parameterization of orographic precipitation. Journ. of Theoretical and Applied Climatology. 1995, 52 (1): 95–118. doi: 10.1007/BF00865510.

*Markowski P., Richardson Y.P.* Mesoscale meteorology in Midlatitudes. Wiley–Blackwell. 2010: 414 p.

fication in Mexico // Journ. of Annals Geophysicae. 1998. V. 16. № 7. P. 853–865. doi: 10.1007/s00585–998–0853–8.

*Mikhalenko V., Sokratov S., Kutuzov S., Ginot P., Legrand M., Preunkert S., Lavrentiev I., Kozachek A., Ekaykin A., Faïn X., Lim S., Schotterer U., Lipenkov V., and Toropov P.* Investigation of a deep ice core from the Elbrus western plateau, the Caucasus, Russia // The Cryosphere. 2015. V. 9 № 6. P. 2253–2270. doi: 10.5194/tc–9–2253–2070.

*Neiman P.J., Ralph F.M., White A.B., Kingsmill D.E., Persson P.O.* The Statistical Relationship between Upslope Flow and Rainfall in California's Coastal Mountains: Observations during CALJET // Monthly Weather Review. 2002. V. 130. № 6. P. 1468–1492. doi: 10.1175/1520–0493(2002)130.

*Palm S.P., Kayetha V., Yang Y., Pauly R.* Blowing Snow Sublimation and Transport over Antarctica from 11 Years of CALIPSO Observations // The Cryosphere. 2017. V. 11. P. 2555–2569. doi: 10.5194/tc–11–2555–2017.

*Rets E., Kireeva M.* Hazardous hydrological processes in mountainous areas under the impact of recent climate change: Case study of Terek River basin. IAHS-AISH Publ. 2010.V. 340. P. 126–134.

*Roe G.H., Montgomery D.R., Hallet B.* Orographic precipitation and the relief of mountain ranges // Journ. of Geophys. Research: Solid Earth. 2003. V. 108. № 6. P. 15–21.

*Rotunno R., Houze R.A.* Lessons on orographic precipitation from the Mesoscale Alpine Programme // Quaternary Journ. of the Royal Meteorol. Society. 2007. V. 133. № 625. P. 811–830. doi: 10.1002/qj.67.

*Sinclair M.R.* A Diagnostic Model for Estimating Orographic Precipitation // Journ. of Appl. Meteorology and Climatology. 1994. V. 33. № 10. P. 1163–1175. doi: 10.1175/1520–0450(1994)033.

*Smith R.B., Barstad I.* A linear theory of orographic precipitation // Journ. of the Atmosphere Sciences. 2004. V. 61. № 12. P. 1377–1391. doi: 10.1175/1520–0469(2004)061.

*Toropov P.A., Aleshina M.A., Grachev A.M.* Large-scale climatic factors driving glacier recession in the Greater Caucasus, 20th–21st century // Intern. Journ. of Climatology. 2019. P. 4703–4720. doi: 10.1002/joc.6101.

*Mendoza V.M., Oda B., Adem J.* Parametrization of the precipitation in the Northern Hemisphere and its verification in Mexico. Journ. of Ann. Geophysicae. 1998, 16 (7): 853–865. doi: 10.1007/s00585–998–0853–8.

*Mikhalenko V., Sokratov S., Kutuzov S., Ginot P., Legrand M., Preunkert S., Lavrentiev I., Kozachek A., Ekaykin A., Faïn X., Lim S., Schotterer U., Lipenkov V., and Toropov P.* Investigation of a deep ice core from the Elbrus western plateau, the Caucasus, Russia. The Cryosphere. 2015, 9 (6): 2253–2270. doi: 10.5194/tc–9–2253–2070.

*Neiman P.J., Ralph F.M., White A.B., Kingsmill D.E., Persson P.O.* The Statistical Relationship between Upslope Flow and Rainfall in California's Coastal Mountains: Observations during CALJET. Monthly Weather Rev. 2002, 130 (6):1468–1492. doi: 10.1175/1520–0493(2002)130.

*Palm S.P., Kayetha V., Yang Y., Pauly R.* Blowing Snow Sublimation and Transport over Antarctica from 11 Years of CALIPSO Observations. The Cryosphere. 2017, 11: 2555–2569. doi: 10.5194/tc–11–2555–2569.

*Rets E., Kireeva M.* Hazardous hydrological processes in mountainous areas under the impact of recent climate change: Case study of Terek River basin. IAHS-AISH Publ. 2010, 340: 126–134.

*Roe G.H., Montgomery D.R., Hallet B.* Orographic precipitation and the relief of mountain ranges. Journ. of Geophys. Research: Solid Earth. 2003, 108 (6): 15–21.

*Rotunno R., Houze R.A.* Lessons on orographic precipitation from the Mesoscale Alpine Programme. Quaternary Journ. of the Royal Meteorol. Society. 2007, 133 (625): 811–830. doi: 10.1002/qj.67.

*Sinclair M.R.* A Diagnostic Model for Estimating Orographic Precipitation // Journ. of Applied Meteorology and Climatology. 1994, 33 (10): 1163–1175. doi: 10.1175/1520–0450(1994)033.

*Smith R.B., Barstad I.* A linear theory of orographic precipitation. Journ. of the Atmosphere Sciences. 2004, 61 (12): 1377–1391. doi: 10.1175/1520–0469(2004)061.

*Toropov P.A., Aleshina M.A., Grachev A.M.* Large-scale climatic factors driving glacier recession in the Greater Caucasus, 20th–21st century. Intern. Journ. of Climatology. 2019: 4703–4720. doi: 10.1002/joc.6101.

УДК 551.578.46 DOI: 10.31857/S2076673422040147, EDN: MHECWX

# Профиль плотности снежно-фирновой толщи в районе станции Восток, Центральная Антарктида

**© 2022 г. А.А. Екайкин[1,2*], К.Б. Чихачев[1], А.Н. Верес[1], В.Я. Липенков[1], Н.А. Тебенькова[1,2], А.В. Туркеев[1]**

[1]Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия;
[2]Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия
*ekaykin@aari.ru

# Vertical profile of snow-firn density in the vicinity of Vostok station, Central Antarctica

**A.A. Ekaykin[1,2*], K.B. Tchikhatchev[1], A.N. Veres[1], V.Ya. Lipenkov[1], N.A. Tebenkova[1,2], A.V. Turkeev[1]**

[1]Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia;
[2]Institute of Earth Sciences, Saint Petersburg State University, St. Petersburg, Russia
*ekaykin@aari.ru

*Received May 19, 2022 / Revised June 21, 2022 / Accepted October 7, 2022*

**Keywords:** ***snow and firn density, Vostok station, Antarctica, densification modeling.***

**Summary**

The density of the snow and firn thickness is one of the fundamental and most important physical properties of the polar ice sheets. The data on density is used for reconstructing the past snow accumulation rate variability based on firn core studies, for correcting the results of the instrumental surface mass balance measurements and for verification of empirical and physical densification models. In this work we present a unique dataset on the snow and firn density in the upper 70 m of Antarctic glacier in the vicinity of Vostok Station based on data from 32 snow pits and firn cores. This newly obtained stacked density profile reveals different stages of the densification process. In the upper 27 cm a fast growth of the density is observed from 0.320 to 0.365 g $cm^{-3}$ as a result of the initial snow grain metamorphism. Below 0.3 m much slower densification rates are observed. At the depth of 22.5 m the transition from snow to firn can be seen at the density of 0.526 g $cm^{-3}$. The vertical density distribution can be approximated with a polynomial function with the accuracy of 0.01 g $cm^{-3}$ along the whole profile except for the upper 0.3 m. In order to investigate the glacio-climatic conditions under which the snow-firn density has evolved, we applied a semi-empirical model by Herron and Langway (1980). In first approximation, the density distribution can be explained with the initial snow density equal to 0.35 g $cm^{-3}$, surface glacier temperature equal to -57 C, and snow accumulation rate of 1.8–2.1 g $cm^{-2}$ $yr^{-1}$. The discrepancy between the data and model can be, to our opinion, explained by the recent increase of the snow accumulation rate as evidenced from the firn core studies. However, the non-stationary physical densification model failed to reproduced the density data with sufficient accuracy, which calls for revisiting the model configuration and tuning.

**Citation:** Ekaykin A.A., Tchikhatchev K.B., Veres A.N., Lipenkov V.Ya., Tebenkova N.A., Turkeev A.V. Vertical profile of snow-firn density in the vicinity of Vostok station, Central Antarctica. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2022, 62 (4): 504–511. [In Russian].
doi: 10.31857/S2076673422040147, edn: mhecwx

*Поступила 19 мая 2022 г. / После доработки 21 июня 2022 г. / Принята к печати 7 октября 2022 г.*

**Ключевые слова:** ***плотность снега и фирна, станция Восток, Антарктида, моделирование процесса уплотнения.***

Представлены данные о плотности снежно-фирновой толщи в интервале глубины 0–70 м в районе станции Восток (Антарктида). Охарактеризованы основные стадии уплотнения (быстрый рост плотности в пределах верхних 0,3 м, переход от снега к фирну на глубине 22,5 м). Выполнены тесты с помощью полуэмпирической и нестационарной физической моделей с целью изучения гляциоклиматических условий, при которых происходил.

## Введение

Одно из фундаментальных и наиболее важных физических свойств снежно-фирновой толщи полярных ледниковых щитов – её плотность. Для сухой снежной (рекристаллизационной) зоны льдообразования, к которой относится Центральная Антарктида, характерен плавный рост плотности с глубиной под давлением вышележащих слоёв снежно-фирновой толщи. Основные факторы, определяющие вертикальный градиент плотности, – скорость снегонакопления, температура и начальная плотность снежной поверхности (Чихачев, Липенков, 2015). Научная значимость экспериментального и теоретического изучения вертикального профиля плотности снежно-фирно-

вой толщи определяется несколькими аспектами. Во-первых, данные о плотности используют для реконструкции скорости снегонакопления в прошлом по данным фирновых кернов при условии, что для этого керна имеется надёжная датировка (Верес и др., 2020). Верхняя часть профиля плотности также используется для корректировки результатов инструментальных снегомерных наблюдений (Екайкин и др., 2020). Во-вторых, надёжные данные о вертикальном распределении плотности позволяют верифицировать модели уплотнения снежно-фирновой толщи, которые, в свою очередь, широко используются при интерпретации данных глубоких ледяных кернов (для расчёта возраста льда в момент замыкания воздушных пор, моделирования процесса диффузионного сглаживания климатического сигнала и прочее).

Наконец, вертикальный профиль плотности снежно-фирновой толщи потенциально содержит палеоклиматическую информацию, поскольку отклонение реального профиля от равновесного связано с прошлыми изменениями скорости снегонакопления, температуры поверхности ледника и начальной плотности снежной поверхности. Наиболее полный и надёжный профиль плотности снежно-фирновой толщи, доступный для станции Восток, был получен по кернам скважин 3Г и 4Г и опубликован в работе (Lipenkov et al., 1997). Именно этот профиль ранее применён для верификации и отладки моделей уплотнения снежно-фирновой толщи (Salamatin et al., 2009; Чихачев, Липенков, 2015).

Представлен новый детальный сводный профиль плотности снежно-фирновой толщи в интервале 0–70 м в районе станции Восток, полученный по результатам гляциологических измерений в 32-х снежных шурфах и фирновых кернах. Кратко излагается методика измерения, приводятся оценки инструментальной погрешности и естественной изменчивости значений плотности, а также анализируется вновь полученный профиль с точки зрения гляциоклиматических условий, имевших место в ходе процесса уплотнения.

## Методика

Представленные данные по плотности получены в результате гляциологических наблюдений в снежных шурфах и по кернам неглубоких (до 70 м) скважин. В частности, применены данные из 28 шурфов, вскрытых в районе станции Восток с 1980 по 2022 г. Из них 24 шурфа вскрыты в непосредственной близости от станции (в радиусе 3 км), а остальные четыре – на удалении от 35 до 80 км в северо-западном, юго-западном и юго-восточном направлениях. В шурфах плотность определяли путём измерения объёма и веса образцов, извлечённых из рабочей стенки, причём образцы снега отбирали либо путём выпиливания снежных параллелепипедов, либо с помощью весового снегомера ВС-43. Полученные данные частично ранее опубликованы в работе (Екайкин и др., 2020).

При осреднении профилей плотности, полученных в разные годы, авторы исходят из представлений о неизменности вертикального профиля снежно-фирновой толщи во времени при условии неизменных внешних условий – так называемого «закона Зорге» (Sorge, 1935). Различие плотности верхнего 60-сантиметрового слоя в шурфах, вскрытых в 1980–1999 и 2000–2018 гг. – статистически незначимо (Екайкин и др., 2020). Инструментальная погрешность определения плотности рассчитана по следующей формуле:

$$\sigma_\rho^2/\rho^2 = \sigma_m^2/m^2 + \sigma_V^2/V^2, \quad (1)$$

где $\rho$, $m$ и $V$ – соответственно плотность, объём и масса образца.

Для измерений с помощью ВС-43 характерная инструментальная погрешность определения плотности составляет порядка 0,01 г см$^{-3}$, или около 3% величины плотности. Мелкие скважины VK16 (глубиной 70,20 м), VK18 (55,14 м), VK19 (65,37 м) и VK22 AB (30,18 м) были пробурены в 2016–2022 гг. Плотность фирна определяли путём точного измерения длины, диаметра и массы каждого куска керна (рис. 1). Данные по плотности керна VK16 ранее опубликованы (Верес и др., 2020), остальные материалы – впервые.

Инструментальная погрешность измерения плотности по керну существенно меняется с глубиной. Так, в верхней части (в интервале 0–4 м) снежной толщи, где порода рыхлая и керны часто представляют неровную форму, погрешность $\sigma_\rho$, определённая по формуле (1), может составлять до 0,04 г см$^{-3}$ (при типичных значениях длины, диаметра и массы кусков, равных



**Рис. 1.** Гляциологические работы в шурфе в Центральной Антарктиде.
Слева от рулетки видна борозда, оставшаяся после отбора образцов для измерения плотности. Справа: измерение диаметра керна VK19 в гляциологической лаборатории станции Восток
**Fig. 1.** Glaciological works in a central Antarctic snow pit.
To the left from the measuring tape a groove can be seen left after the snow sampling for the density measurements. On the right: measurements of the diameter of VK19 firn core in the glaciological lab of Vostok station

30±1 см, 6±0,5 см и 300±5 г; здесь и далее в качестве погрешности приведено стандартное отклонение, если не указано иное). С глубиной, по мере увеличения плотности и твёрдости фирна, форма кернов становится более ровной и инструментальная погрешность измерения плотности уменьшается до 0,016 г см$^{-3}$ (при типичных значениях длины, диаметра и массы кусков, равных 50±0,5 см, 7,5±0,1 см и 1650±5 г).

Плотность фирна в интервале 0–1 м, определённая по кернам скважин, может иметь систематический сдвиг в сторону более высоких значений. Это связано с тем, что менее плотные и более рыхлые керны разрушаются в процессе бурения и извлечения керна из колонковой трубы. Поэтому в интервале 0–90 см нашего сводного профиля плотности мы анализировали только данные из снежных шурфов. В интервале 90–500 см использованы данные как шурфов, так и кернов, а глубже 500 см – только материалы по фирновым кернам.

## Результаты

На рис. 2, *а* представлен сводный профиль плотности снежно-фирновой толщи в районе станции Восток до глубины 70 м. На этом же графике показан предыдущий профиль плотности по (Lipenkov et al., 1997). В целом эти два набора данных хорошо согласуются друг с другом, но новый сводный профиль демонстрирует меньший разброс значений. Плотность в интервале 0–10 м представлена на рис. 2, *г* в увеличенном масштабе. Серой заливкой показан доверительный интервал, который посчитан как ±2 SEM (standard error of mean, стандартная ошибка среднего; SEM = STD/$n^{½}$, где STD – среднее квадратическое отклонение значений плотности на одной и той же глубине в отдельных профилях (показано на рис. 2, *в*), а $n$ – число профилей плотности, использованных для построения сводного ряда (см. рис. 2, *б*).

Среднее квадратическое отклонение значений плотности в верхних 8 м снежной толщи весьма велико и составляет порядка 0,03–0,05 г см$^{-3}$ (см. рис. 2, *в*). Эта величина в 3–5 раз выше инструментальной погрешности измерений плотности в шурфах (см. Методику) и, следовательно, объясняется естественной пространственной изменчивостью плотности, которая формируется в процессе отложения свежевыпавшего снега на поверхности снежного покрова (в частности, по данным (Ekaykin et al., in prep). Размах значений плотности верхнего 20-сантиметрового слоя снега составляет от 0,19 до 0,48 г см$^{-3}$). При этом значения SEM в интервале 0–4 м относительно невелики (в среднем

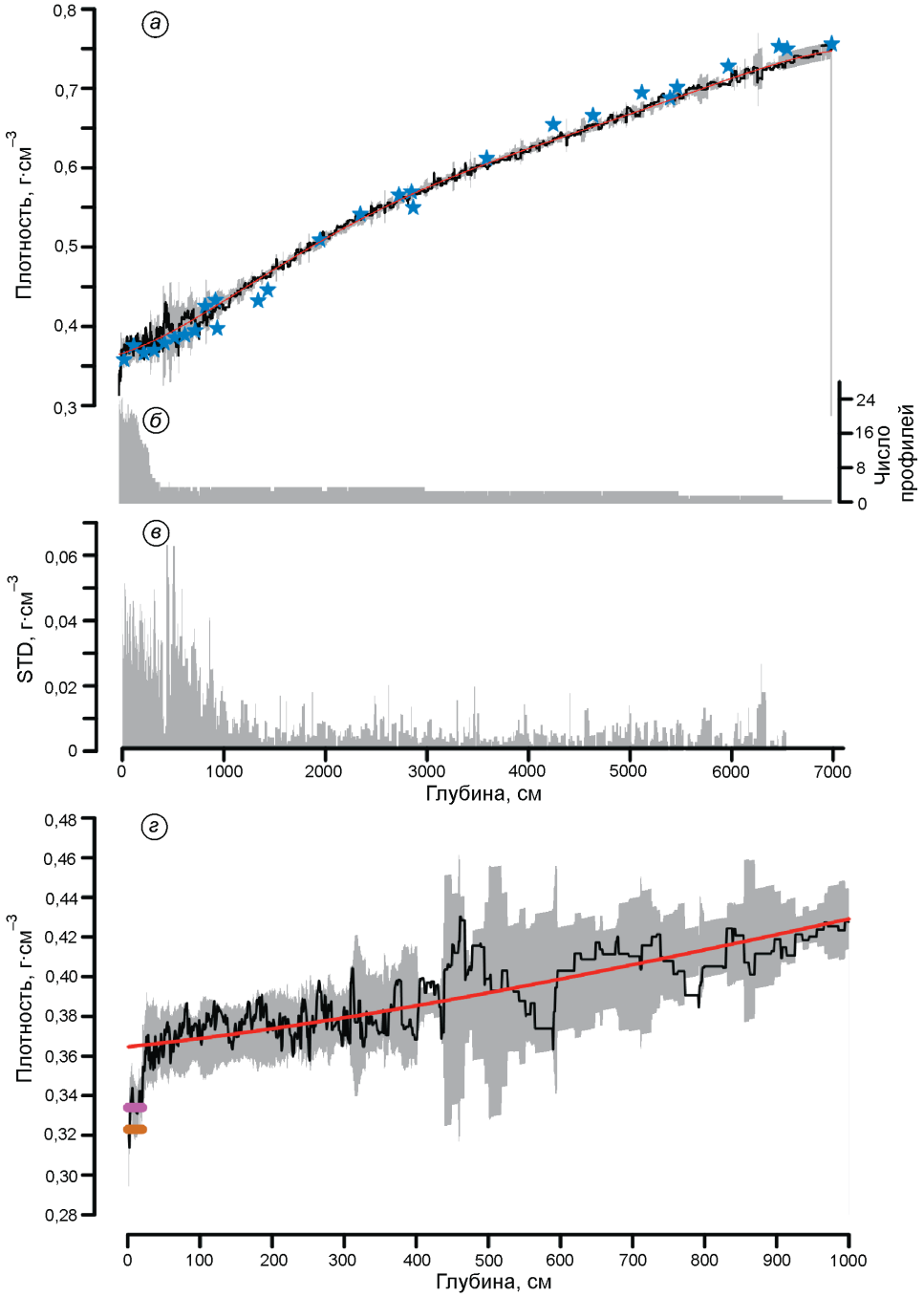



**Рис. 2.** Сводный профиль плотности снежно-фирновой толщи в районе станции Восток в интервале 0–70 м (*а*). Красной кривой показана аппроксимирующая функция (уравнение (2) в тексте). Звёздочками показаны данные по плотности из (Lipenkov et al., 1997). Серая заливка – доверительный интервал (±2 SEM); *б* – число индивидуальных профилей плотности, участвующих в построении сводного профиля; *в* – среднее квадратическое отклонение значений плотности в разных шурфах/кернах на одних и тех же глубинах; *г* – то же, что рис. 2, *а*, но для интервала 0–10 м. Сиреневым отрезком показано среднее значение плотности в интервале 0–20 см в конце декабря, а коричневым отрезком – среднее годовое значение плотности в этом же интервале глубины (Ekaykin et al., in preparation)

**Fig. 2.** The stacked profile of the snow-firn density in the vicinity of Vostok in 0–70 m interval (*а*). By the red curve the approximation function is shown (see Eq. (2) in the text). By asterisks the density data are shown from (Lipenkov et al., 1997). The grey shading is the confidence interval (±2 SEM); *б* – the number of individual density profiles that used to construct the stacked profile; *в* – standard deviation of the density values in different pits / cores at the same depths; *г* – the same as in 2, *а*, but for interval 0–10 m. By the magenta and brown short lines the mean December and annual densities in the upper 20 cm of snow thickness are shown (Ekaykin et al., in prep)

0,009 г см$^{-3}$), что объясняется большим числом профилей плотности по индивидуальным шурфам, доступным для этого интервала глубин (см. рис. 2, *б*). Максимальная случайная ошибка средних значений характерна для интервала 4–8 м (см. рис. 2, *г*), где естественная изменчивость плотности ещё велика, а количество доступных по плотности данных резко уменьшается.

С глубиной различия между значениями плотности отдельных слоёв уменьшаются, поскольку менее плотные слои уплотняются быстрее, и в целом этот процесс завершается на глубине 10–20 м, где плотность снега достигает порядка 0,45–0,50 г см$^{-3}$ (именно такие значения характерны для наиболее плотных «ветровых досок», наблюдающихся на снежной поверхности). В интервале глубже 15 м значение STD в большинстве случаев не превышает 0,01 г см$^{-3}$ (см. рис. 2, *в*). Примечательно, что эта величина меньше, чем определённое нами значение инструментальной погрешности измерения плотности по фирновым кернам (0,016 г см$^{-3}$, см. Методику). Это означает, что как реальная инструментальная погрешность, так и естественная пространственная изменчивость плотности фирна на этих глубинах существенно ниже 0,01 г см$^{-3}$. Точность полученных нами данных по плотности позволяет надёжно локализовать перегиб профиля, связанный с переходом от снега к фирну. Согласно рис. 2, *а* он наблюдается на глубине 22,5 м при плотности 0,526 г см$^{-3}$.

Представленный на рис. 2, *а* экспериментальный профиль плотности с высокой точностью ($r^2 = 0{,}99$) может быть аппроксимирован полиномом 5-й степени:

$$\rho = Ah^5 + Bh^4 + Ch^3 + Dh^2 + Eh + F \qquad (2)$$

с коэффициентами $A = -1{,}221 \times 10^{-19}$, $B = 2{,}320 \times 10^{-15}$, $C = -1{,}557 \times 10^{-11}$, $D = 3{,}947 \times 10^{-8}$, $E = 3{,}837\ 10^{-5}$ и $F = 0{,}365$ ($h$ – глубина в см).

Среднее квадратическое отклонение реальных значений плотности от линии аппроксимации в интервале 30–400 см составляет 0,009 г см$^{-3}$, в интервале 4–10 м оно увеличивается до 0,012 г см$^{-3}$, а ниже 10 м составляет 0,004 г см$^{-3}$. Таким образом, уравнение (2) позволяет с удовлетворительной точностью рассчитать значение плотности для любого горизонта снежно-фирновой толщи до глубины 70 м, за исключением верхних 30 см.

## Обсуждение

В этом разделе детально рассмотрены и проанализированы особенности вертикального профиля плотности в различных интервалах глубины с точки зрения гляциоклиматических условий, при которых происходило его формирование.

Самый верхний слой снежной толщи мощностью около 27 см характеризовался резким увеличением плотности от 0,320 до 0,365 г см$^{-3}$. Этот рост не воспроизводится физическими моделями уплотнения (Salamatin et al., 2009; Чихачев и Липенков, 2015) – напротив, модельные расчёты демонстрируют постоянную плотность в приповерхностном слое, поскольку скорость уплотнения в этих моделях пропорциональна давлению вышележащих слоёв. Резкий рост плотности связан, с процессами метаморфизма, интенсивно протекающими в условиях больших температурных градиентов, характерных для верхней части снежной толщи и приводящих к быстрому округлению ледяных зёрен (Salamatin et al., 2009). Уменьшение скорости уплотнения происходило на глубине около 27 см, где средний возраст снега составлял около четырёх лет, что, характеризует длительность этого, самого первого этапа уплотнения.

На рис. 2, *г* приведены данные о средней годовой и декабрьской плотности верхнего 20-сантиметрового слоя снежной толщи по результатам измерений на снегомерном полигоне станции Восток (Ekaykin et al., in preparation), равные соответственно, 0,323 и 0,334 г см$^{-3}$. Эти значения хорошо согласуются с данными шурфов и подтверждают, что плотность верхнего 20-сантиметрового слоя снега существенно ниже, чем плотность снега на глубинах больше 30 см. Наличие отчётливо выраженного сезонного хода плотности поверхностного снега показывает, что значения плотности самого верхнего участка сводного профиля завышены, поскольку работы в шурфах в большинстве случаев ведутся в тёплое время года. Из рис. 2, *г* очевидно, что охарактеризовать плотность поверхностного снега в районе станции Восток каким-то одним значением невозможно. Это значение будет зависеть от задачи, которая стоит перед исследователем, и от толщины интересующего его слоя снега. С точки зрения моделирования процесса уплотнения под «начальной плотностью снеж-

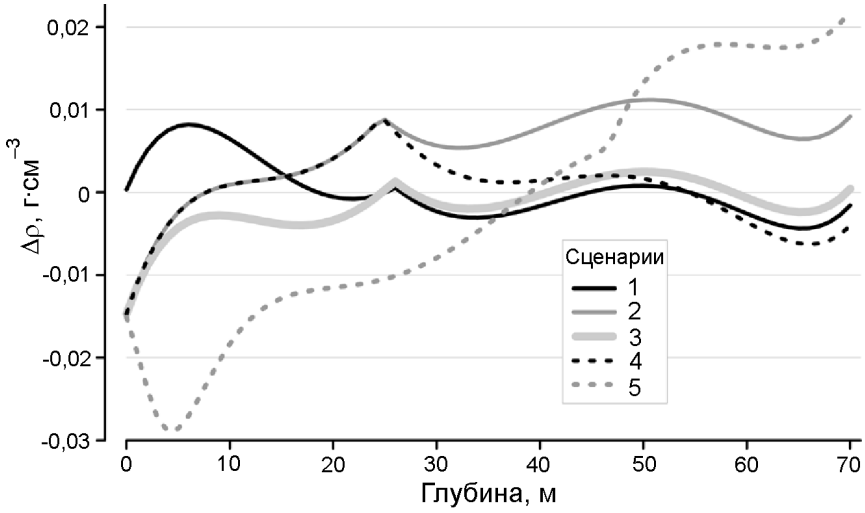



**Рис. 3.** Результаты моделирования плотности снежно-фирновой толщи, представленные в виде разницы между модельным профилем и аппроксимирующей функцией реального профиля, показанной на рис. 2, *а*.
Описание каждого сценария дано в тексте

**Fig. 3.** The results of modeling the density of the snow-firn thickness demonstrated as the difference between the modeled profile and the approximation function of the real profile shown in Fig. 2, *a*.
The description of each scenario is given in the text

ной толщи» $\rho_0$ следует понимать свободный член уравнения, аппроксимирующего вертикальный профиль плотности: $\rho_0 = 0{,}365$ г см$^{-3}$, но при применении моделей уплотнения наилучший результат достигается при $\rho_0 = 0{,}35$ г см$^{-3}$ (Чихачев и Липенков, 2015).

С глубины около 27 см скорость уплотнения резко снижается. На фоне плавного повышения плотности на рис. 2, *г* видны колебания с длиной волны от 10 до 200 см. Поскольку амплитуда этих колебаний не превышает двух SEM, то они представляют собой шум, связанный с пространственной изменчивостью плотности снежной толщи.

Выполнены серия тестов с помощью полуэмпирической модели Херрона–Лангвея (Herron, Langway, 1980) с целью реконструировать гляциоклиматические условия, при которых формировался профиль плотности. Проверено, может ли модель воспроизвести наблюдаемое распределение плотности при $\rho_0 = 0{,}365$ г см$^{-3}$. Выяснилось, что при такой начальной плотности согласование модели и реальных данных достигается при неправдоподобных значениях температуры поверхности ($T = -62$ °C) и скорости снегонакопления ($a = 1{,}3$ г см$^{-2}$ год$^{-1}$), сценарий 1 на рис. 3. Поэтому дальнейшие тесты проводились при $\rho_0 = 0{,}35$ г см$^{-3}$.

Далее смоделирована плотность для значений температуры и скорости снегонакопления (соответственно −57 °C и 2,1 г см$^{-2}$ год$^{-1}$), которые характерны для позднего голоцена, сценарий 2 на рис. 3. (Чихачев, Липенков, 2015). В этом случае модель завышает значения плотности для глубин более 10 м, причём расхождение между моделью и реальным профилем увеличивается с глубиной. Предположено, что расхождение может связано с тем фактом, что в действительности скорость снегонакопления в районе станции Восток в позднем голоцене существенно ниже – в среднем около 1,83 г см$^{-2}$ год$^{-1}$ (Верес и др., 2020). Применение такого значения $a$ позволяет согласовать модель и реальный профиль лишь при слишком низком значении $T$ (−58,8 °C, сценарий 3 на рис. 3). Напротив, если закладывать в модель наиболее адекватную оценку температуры поверхности ледника в позднем голоцене (−57 °C), то согласование с реальным профилем требует нереалистично высокой скорости снегонакопления (2,5 г см$^{-2}$ год$^{-1}$) – сценарий 4 на рис. 3. Результаты показывают, что скорость снегонакопления не была постоянной в течение позднего голоцена, а испытывала существенное повышение в недавнем прошлом, как это следует по результатам изучения керна VK16 (Верес и др., 2020).

Проверена эта гипотеза с помощью нестационарной физической модели (Чихачев, Липенков, 2015). Начальная плотность $\rho_0$ и температура были заданы равными 0,35 г см$^{-3}$ и –57 °C соответственно, а скорость снегонакопления задана согласно с данными (Верес и др., 2020): колебания вокруг значения 1,8 г см$^{-2}$ год$^{-1}$ до примерно 1800 г., а затем резкий рост до современных значений, равных 2,1 г см$^{-2}$ год$^{-1}$ (см. рис. 6, *б*). Результаты расчётов оказались даже несколько хуже, чем для полуэмпирической модели (сценарий 5 на рис. 3). Отмечено, что данная нестационарная модель содержит как мини-

мум два существенных расхождения с реальным профилем плотности: во-первых, как отмечено ранее, она не воспроизводит рост плотности в интервале 0–4 м, с чем связана отрицательная аномалия в самом начале сценария 5 на рис. 3; во-вторых, она локализует переход от снега к фирну на глубине около 45 м при плотности 0,65 г см$^{-3}$, что существенно выше реальных значений. Выяснение причин расхождения нестационарной физической модели с реальным профилем плотности требует многих дополнительных расчётов и усилий, которые выходят за рамки настоящей работы.

## Заключение

В результате многочисленных гляциологических работ в снежных шурфах и по кернам мелких скважин в районе станции Восток сконструирован надёжный сводный профиль плотности снежно-фирновой толщи в интервале от 0 до 70 м. Случайная ошибка среднего (осреднённого по индивидуальным профилям) значения плотности для данной глубины для бóльшей части керна не превышает 0,01 г см$^{-3}$, что сопоставимо с инструментальной погрешностью измерения плотности. Полученный профиль демонстрирует несколько характерных особенностей:

1) резкий рост плотности от поверхности снежного покрова ($\rho$ = 0,320 г см$^{-3}$) до глубины около 27 см ($\rho$ = 0,365 г см$^{-3}$), связанный с интенсивным метаморфизмом, характерным для верхней части снежной толщи;

2) более плавный рост плотности в интервале 0,3–22,5 м. Для верхних 8 см характерна большая изменчивость значений плотности на одних и тех же горизонтах между соседними профилями, которая закладывается на поверхности снежного покрова из-за разных условий, при которых происходило отложение и переотложение свежевыпавшего снега. На глубине 10–15 м эти различия плотности постепенно сходят на нет, так как менее плотные слои уплотняются быстрее;

3) перегиб профиля на глубине 22,5 м при плотности 0,526 г см$^{-3}$, связанный с изменением основного механизма уплотнения (Чихачев, Липенков, 2015) и характеризующий переход от снега к фирну;

4) более медленное уплотнение глубже 22,5 м, характерное для фирновой толщи.

Представленный профиль плотности надёжно ($r^2$ = 0,99) аппроксимируется полиномом 5-й степени (см. уравнение (2) на всём протяжении профиля за исключением верхних 27 см.

Моделирование с помощью полуэмпирической модели Херрона–Лангвея (Herron, Langway, 1980) показало, что в первом приближении (с погрешностью ±0,015 г см$^{-3}$) профиль плотности снежно-фирновой толщи на станции Восток может быть воспроизведён при следующих начальных условиях: начальная плотность снежной толщи – 0,35 г см$^{-3}$, температура поверхности ледника равна –57 °С, а скорость снегонакопления находится в пределах 1,8–2,1 г см$^{-2}$ год$^{-1}$. При этом модель демонстрирует тенденцию завышать скорость аккумуляции снега. Это свидетельствует о недавнем росте этого параметра в районе станции Восток, как следует из результатов изучения фирнового керна VK16 (Верес и др., 2020). Авторам не удалось решить эту проблему с помощью нестационарной физической модели уплотнения (Чихачев, Липенков, 2015), которая показала бóльшее расхождение с реальным профилем плотности, чем простая полуэмпирическая модель. Этот результат подводит к выводу о необходимости более тщательной отладки физической модели, что выходит за пределы настоящей работы.

**Доступ к данным.** Представленный в настоящей работе сводный профиль плотности доступен на сайте ЛИКОС: http://cerl-aari.ru/index.php/data/vostok-density-profile/

**Благодарности.** Данная работа выполнена при поддержке Российского научного фонда, грант 21-17-00246. Мы благодарны многочисленным участникам Российской антарктической экспедиции за помощь при работе в снежных шурфах, а также сотрудникам Санкт-Петербургского горного университета за предоставленный ими керн скважины VK22 AB.

**Acknowledgement.** This work was implemented with the support from Russian Science Foundation grant 21-17-00246. We are grateful to numerous participants of Russian Antarctic Expedition who helped us with the glaciological works in snow pits, as well as to the specialists of Saint Petersburg Mining University for providing us with the «VK22 AB» core.

## Литература

*Верес А.Н., Екайкин А.А., Липенков В.Я., Туркеев А.В., Ходжер Т.В.* Первые данные о климатической изменчивости в районе ст. Восток (Центральная Антарктида) за последние 2000 лет по результатам изучения снежно-фирнового керна // Проблемы Арктики и Антарктики. 2020. Т. 66. № 4. С. 482–500.

*Екайкин А.А., Тебенькова Н.А., Липенков В.Я., Чихачев К.Б., Верес А.Н., Рихтер А.* Недооценка скорости снегонакопления в центральной части Антарктиды (станция Восток) по данным реечных наблюдений // Метеорология и гидрология. 2020. № 3. С. 114–125.

*Чихачев К.Б., Липенков В.Я.* Опыт моделирования нестационарного процесса уплотнения снежно-фирновых отложений в холодной рекристаллизационной зоне льдообразования // Проблемы Арктики и Антарктики. 2015. № 4. С. 76–87.

*Ekaykin A.A., Lipenkov V.Ya., Tebenkova N.A.* 50 years of instrumental surface mass balance observations in central Antarctica // Journ. of Glaciology, in preparation.

*Herron M.M., Langway C.C.* Firn densification: An impirical model // Journ. of Glaciology. 1980. V. 25. № 93. P. 373–384.

*Lipenkov V.Y., Salamatin A.N., Duval P.* Bubbly-ice densification in ice sheets: II. Applications // Journ. of Glaciology. 1997. V. 43. № 145. P. 397–407.

*Salamatin A.N., Lipenkov V.Y., Barnola J.M., Hori A., Duval P., Hondoh T.* Snow-firn densification in polar ice sheets // Physics of Ice Core Records. Ed. T. Hondoh. Sapporo: Hokkaido University Press, 2009. P. 167–194.

*Sorge E.* Glaziologische Untersuchungen in Eismitte // IWissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Groenland-Expedition Alfred Wegener 1929 und 1930/1931. 1935. Leipzig, F.A. Brockhaus.

## References

*Veres A.N., Ekaykin A.A., Lipenkov V.Ya., Turkeev A.V., Khodzher T.V.* First data on the climate variability in the vicinity of Vostok station (Central Antarctica) over the past 2,000 years based on the study of a snow-firn core. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of Arctic and Antadctic. 2020, 66 (4): 482–500.

*Ekaykin A.A., Tebenkova N.A., Lipenkov V.Ya, Tchikhatchev K.B., Veres A.N., Richter A.* Underestimation of snow accumulation rate in Central Antarctica (Vostok station) derived from stake measurements. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 2020, 3: 114–125.

*Thikhatchev K.B., Lipenkov V.Ya.* On modeling the nonstationary process of snow-firn densification in the polar ice sheet. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of Arctic and Antadctic. 2015, 4: 76–87.

*Ekaykin A.A., Lipenkov V.Ya., Tebenkova N.A.* 50 years of instrumental surface mass balance observations in central Antarctica. Journ. of Glaciology, in prep.

*Herron M.M., Langway C.C.* Firn densification: An empirical model. Journ. of Glaciology. 1980, 25 (93): 373–384.

*Lipenkov V.Y., Salamatin A.N., Duval P.* Bubbly-ice densification in ice sheets: II. Applications. Journ. of Glaciology. 1997, 43 (145): 397–407.

*Salamatin A.N., Lipenkov V.Y., Barnola J.M., Hori A., Duval P., Hondoh T.* Snow-firn densification in polar ice sheets. Physics of Ice Core Records. Ed. T. Hondoh. Sapporo: Hokkaido University Press, 2009: 167–194.

*Sorge E.* Glaziologische Untersuchungen in Eismitte. Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Groenland-Expedition Alfred Wegener 1929 und 1930/1931. 1935. Leipzig, F.A. Brockhaus.

УДК 551.321:551.324 DOI: 10.31857/S2076673422040148, EDN: MHMLAJ

# Влияние льдообразования в трещинах на поле температур в холодном слое ледника

**© 2022 г. Г.А. Черняков*, Р.А. Чернов**

Институт географии РАН, Москва, Россия
*glchern@igras.ru

# Effect of ice formation in crevasses to the temperature field in the cold layer of glacier

**G.A. Chernyakov*, R.A. Chernov**

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
*glchern@igras.ru

*Received May 2, 2022 / Revised June 15, 2022 / Accepted October 7, 2022*

**Keywords:** ***modeling, polythermal glacier, Svalbard, Arctic.***

**Summary**

The work focuses on modeling the warming of a glacier due to heat release during the refreezing of meltwater in glacier crevasses (cryo-hydrologic warming). The simulation is performed for a polythermal Arctic glacier with a regular network of crevasses filled with water at 0 °C, for the1-year period of freezing of water in crevasses in the cold layer of a glacier, below the active layer. The upper (active layer base) and lower (initial cold-temperate transition surface) boundaries of the cold layer are considered horizontal planes; the crevasses are assumed to be identical narrow straight parallel water-filled channels. These assumptions allow considering the corresponding mathematical problem in a 2D setting. The time-dependent temperature distribution in the modeled domain is calculated explicitly as the solution to a 2D initial boundary value problem for the heat equation with spatially distributed heat sources that model the network of crevasses. The initial temperature distribution and the spatial parameters of the model are set based on the field data from the polythermal glacier Austre Grønfjordbreen (Svalbard). For a fixed geometry of the crevasses (the distance between neighboring crevasses is 10 m, the depth is 10 m, the width is of order 0.1 m) we performed an analytical-solution-based simulation of the temperature field at the end of a year-long period of heating varying the active layer base temperature (−3, −2 °C) and the initial thickness of the cold layer (20, 40, 60 m). The results suggest that the temperature field is more influenced by the cold layer thickness than the upper boundary temperature. The maximum temperature increment is 1–2 °C depending on the simulated case. The cold-temperate transition surface shifts up under the crevasse area by a maximum of 3.4 m (only in the case of 20-m cold layer). The temperature field remains unperturbed at a distance of 20 m or more in any direction from the crevasse zone. Our results may be useful for quantitative comparison of cryo-hydrologic warming with other factors of the temperature state of glaciers.

**Citation:** Chernyakov G.A., Chernov R.A. Effect of ice formation in crevasses on the temperature field in the cold layer of a glacier. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2022, 62 (4): 512–526 [In Russian].
doi: 10.31857/S2076673422040148, edn: mhmlaj:

*Поступила 2 мая 2022 г. / После доработки 15 июня 2022 г. / Принята к печати 7 октября 2022 г.*

**Ключевые слова:** ***моделирование, политермический ледник, Шпицберген, Арктика.***

Для условий ледника Восточный Грёнфьорд (Западный Шпицберген) выполнено моделирование изменений температурного поля в холодном слое в конце годового периода отепления за счёт замерзания воды в трещинах. Показано, что температура в леднике повысится на 1–2 °С, граница холодного и тёплого льда сместится вверх максимум на 3,4 м, возмущения температурного поля распространятся не далее 20 м от области трещиноватости.

## Введение

Для большинства ледников характерно наличие трещин, причём трещиноватость способна оказывать влияние на баланс массы ледников (Colgan et al., 2016). Помимо полевых исследований, известно множество работ по моделированию физических явлений, связанных с ледниковыми трещинами. В ряде работ изучались механические процессы: формирование и распространение трещин в толще ледника, эволюция их геометрической формы, дренаж талой воды по трещинам и колодцам и др. (Weertman, 1970; Alley et al., 2005; Everett et al., 2016; Duddu et al., 2020). Водоносные трещины воздействуют на термическое состояние ледников посредством

двух основных физических механизмов: 1) кондуктивной теплопередачи от более тёплой талой воды к окружающему холодному льду; 2) выделения скрытой теплоты кристаллизации воды в трещинах. Указанные два процесса иногда объединяют под общим названием гидрологического механизма отепления холодного льда (cryohydrologic warming, CHW) (Phillips et al., 2010). Это явление находится находится в центре внимания данного исследования. Значение гидрологического отепления для динамики ледников заключается в том, что оно снижает вязкость льда, ускоряет его течение, изменяет базальные условия и в конечном счёте вносит свой вклад в динамику баланса массы ледника (Colgan et al., 2016).

К числу наиболее ранних работ по моделированию отепления ледников в результате кристаллизации воды в трещинах относится (Jarvis, Clarke, 1974). В работе (Phillips et al., 2010) предложена модель гидрологического отепления для ледниковых щитов. В ряде более поздних исследований различные модели, учитывающие CHW, применены для объяснения динамики и термического состояния ледников Гренландии (Phillips et al., 2013; Luthi et al., 2015; Poinar et al., 2017; McDowell et al., 2021). В статье (Gilbert et al., 2020) представлена термомеханическая модель с учётом перколяции и кристаллизации воды в трещинах для горного ледника в Гималаях. В статье (Казанский, 1988) термодинамика замерзания талой воды в снежно-фирновой толще рассматривается в рамках модели фильтрации. В работах (Исенко, 2000; Исенко, Мавлюдов, 2000) моделировалось формирование и эволюция дренажных каналов в холодных ледниках с учётом тепловыделения и фазовых переходов.

В период летнего таяния на поверхности полярных ледников образуется значительное количество талой воды, часть которой перехватывается трещинами и ледниковыми колодцами и проникает в толщу ледника. Её влияние на полярные ледники трудно переоценить, поэтому значительное внимание уделяется оценкам запасов воды в ледниках, а также изменению их термического режима и характера движения льда (Глазовский, Мачерет, 2014). В настоящей работе моделируется влияние гидрологического отепления льда на температурное поле в холодном слое политермического ледника в Арктике. Моделирование выполнено для условий относительно тёплой левой (западной) ветви политермического ледника Восточный Грёнфьорд (Западный Шпицберген), для которой характерна трещиноватость. Предложена математическая модель, описывающая процесс замерзания воды в ледниковых трещинах в течение года и обусловленное фазовым переходом распространение теплоты в холодной толще ледника ниже активного слоя. Модель основана на аналитических методах расчёта. Поскольку для ледника Восточный Грёнфьорд характерны низкие скорости движения льда (не более 5 м/год на поверхности) и влияние динамического фактора на термический режим ледника незначительно (Вшивцева, Чернов, 2017), в модели не учитываются адвекция температуры и деформационный разогрев.

В 2011–2015 гг. в ходе экспедиционных исследований на леднике Восточный Грёнфьорд получены полевые данные, позволяющие сделать выводы о характере влияния снежного покрова и абляции на термический режим приповерхностного слоя ледника (Чернов и др., 2015; Вшивцева, Чернов, 2017). Результаты работы помогут оценить вклад гидрологического отепления в динамику температурного поля политермического ледника для условий Западного Шпицбергена.

## Объект исследования

Климатические изменения на Шпицбергене обусловили значительное сокращение ледников и изменение их термического режима. Эти процессы особенно масштабно проявились в центральной и западной частях Шпицбергена, где распространено горное оледенение (Pfeffer et al., 2014; Чернов, Муравьев, 2018). Ледник Восточный Грёнфьорд расположен южнее залива Грёнфьорд, на побережье которого находится пос. Баренцбург. С 2011 г. на леднике проводятся гляциологические исследования, которые включают измерения баланса массы ледника, скорости движения льда, а также термометрию верхнего слоя ледника. Ледник содержит северную экспозицию, площадь около 6 км² и максимальную длину 5,5 км; перепад высот составляет 400 м. Поверхность ледника полога, а средний уклон поверхности равен 5°. Ледник состоит из двух потоков льда, которые сливаются в его центральной части на уровне 250 м. В верховье лед-

ник имеет два ледораздела с ледником Фритьоф; восточный ледораздел – высоту 440 м, западный – около 390 м. До 2015 г. на восточном леодразделе ледника ежегодно сохранялся остаток снежного покрова, но в последующие годы сезонный снежный покров стаивал полностью. В настоящее время ледник лежит ниже климатической снеговой линии. Измерения, выполненные в 2014–2016 гг., показали небольшую скорость движения льда, которая в среднем составила 3,5 м/год. Трещины на леднике отмечены лишь в верховье ледника на ледоразделах. Ширина трещин редко превышает 20–30 см. Глубина трещин небольшая, по отдельным измерениям около 10–20 м. Типичные расстояния между соседними трещинами составляют 2–10 м.

## Методы исследования

***Общая характеристика модели.*** В основе работы – идея комбинирования двух математических моделей, описывающих процессы разных масштабов. «Мелкомасштабная» модель описывает процесс намораживания льда на стенки трещины, заполненной водой. Она позволяет рассчитать величину теплового потока от воды ко льду в каждый момент времени, а также динамику и длительность процесса замерзания. «Крупномасштабная» модель описывает распространение тепла от регулярной сети трещин и эволюцию температурного поля в толще ледника. На уровне этой модели ширина трещин и внутренние процессы рассмотрены как тонкие протяжённые тепловыделяющие элементы. В «крупномасштабной» модели применяется уравнение теплопроводности с функцией источников тепловыделения, явный вид которой предварительно определяется с помощью «мелкомасштабной» модели.

***Физическая модель.*** Для моделирования изменений поля температур в леднике при замерзании воды в трещинах применяется идеализированная физическая модель с упрощённой геометрией. При этом моделируется часть холодной толщи ледника, расположенная ниже активного слоя. Область решения задачи (рис. 1) представляет собой бесконечный в горизонтальных направлениях плоский слой, ограниченный плоской подошвой активного слоя ледника сверху и изначально плоской поверхностью контакта холодного и тёплого льда снизу (cold-temperate transition surface, CTS). Толща ледника, заполняющая указанную область, считается однородной с плотностью $\rho = 900$ кг/м$^3$. Теплофизические характеристики среды также постоянны: удельная теплоёмкость $c = 2092$ Дж/(кг °C); коэффициент теплопроводности $\lambda = 2{,}21$ Вт/(м °C). Температура основания активного слоя $T_s$ (°C) считается постоянной. В начальный момент, до начала замерзания трещин с водой, поле температур в моделируемом слое ледника однородно в горизонтальных направлениях и характеризуется линейным ро-

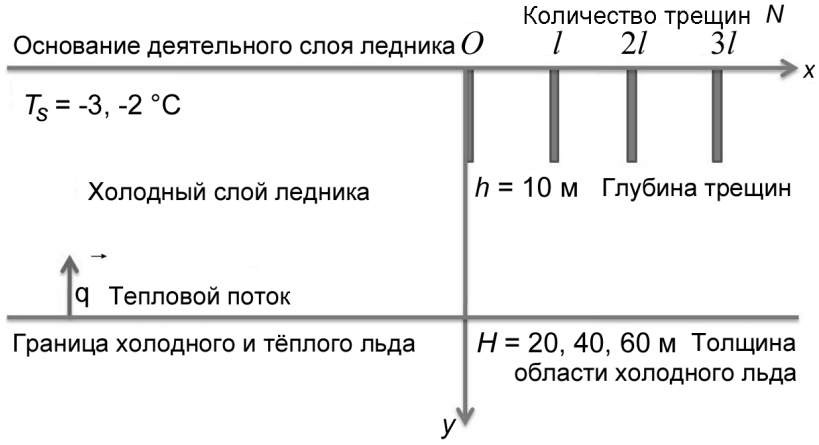



**Рис. 1.** Схема моделируемой области ледника (вертикальное сечение).
В правой верхней части рисунка узкими прямоугольниками показаны трещины
**Fig. 1.** Scheme of the simulated area of the glacier (vertical section).
In the upper right part of the figure, crevasses are shown by narrow rectangles

стом температуры с глубиной. Соответствующий вертикальный градиент температуры определяется температурой на глубине подошвы активного слоя и первоначальной толщиной $H$ (м) той части холодного слоя ледника, которая расположена ниже активного слоя. В начальный момент этот градиент равен $-T_s/H$ (при $T_s < 0$ °C). Также примем, что на нижней границе области в вертикальном направлении действует постоянный тепловой поток, соответствующий данному градиенту температуры.

В верхней части моделируемой области находятся несколько одинаковых плоских вертикальных трещин, бесконечно протяжённых вдоль некоторого горизонтального направления. Трещины расположены параллельными рядами, и расстояния между соседними трещинами равны. Ширина трещины считается одинаковой в любой её части и мала по сравнению с расстоянием между трещинами. Глубина $h$ каждой трещины в пределах рассматриваемой области составляет 10 м. Считается, что $H > h$. В начальный момент времени $t = 0$ трещины заполнены водой при температуре 0 °C. Поскольку лёд, окружающий трещины, имеет отрицательную температуру, в них начнётся замерзание воды, сопровождающееся отеплением льда. Процесс будет продолжаться до полного замерзания воды в момент $t = t_*$. Этот процесс может быть смоделирован при помощи уравнения теплопроводности для трёхмерной области с плоскими источниками тепловыделения, соответствующими трещинам пренебрежимо малой ширины. Более того, при описанных условиях поле температур в рассматриваемой области в каждый момент времени – двумерное, поскольку оно однородно в направлении, вдоль которого трещины имеют бесконечную протяжённость. Это позволяет моделировать распространение тепла в данной области на основе двумерной задачи теплопроводности с одномерными (линейными) тепловыми источниками.

***Начально-краевая задача.*** Выполнено моделирование двумерного распределения температур в произвольной вертикальной плоскости, перпендикулярной направлению бесконечной протяжённости трещин. Введена в этой плоскости прямоугольная система координат $Oxy$ следующим образом: горизонтальную ось $Ox$ – вдоль верхней границы области на уровне основания активного слоя ледника; вертикальную ось $Oy$ – вниз; начало координат $O$ – с верхней точкой крайней трещины (см. рис. 1). Тогда температура $T$ (°C) будет функцией координат $x$, $y$ (м) и времени $t$ (с): $T = T(x, y, t)$. Эта функция считается решением следующей начально-краевой задачи для уравнения теплопроводности:

$$\rho c(\partial T/\partial t) = \lambda((\partial^2 T/\partial x^2) + (\partial^2 T/\partial y^2)) + F(x, y, t),$$
$$-\infty < x < \infty,\ 0 < y < H,\ 0 < t \leqslant t_*; \quad (1)$$

$$T\Big|_{t=0} = T_s(1 - y/H),\ -\infty < x < \infty,\ 0 < y < H; \quad (2)$$

$$T\Big|_{y=0} = T_s,\ -\infty < x < \infty,\ 0 \leqslant t \leqslant t_*; \quad (3)$$

$$(\partial T/\partial y)\Big|_{y=H} = -T_s/H,\ -\infty < x < \infty,\ 0 \leqslant t \leqslant t_*, \quad (4)$$

где (1) – уравнение теплопроводности с источником тепловыделения $F(x, y, t)$; (2) – начальное условие; (3) – краевое условие на верхней границе области; (4) – краевое условие на нижней границе области.

***Объёмная плотность тепловыделения.*** Плотность тепловых источников (Вт/м$^3$), моделирующих выделение теплоты в трещинах при замерзании воды:

$$F\left(x,y,t\right) = q\left(t\right)\theta\left(h-y\right)\sum_{n=0}^{N-1}\delta\left(x-nl\right), \quad (5)$$

где $q(t)$ – плотность теплового потока, проходящего через стенки замерзающей трещины, Вт/м$^2$; $\delta$ – дельта-функция Дирака; $N$ – количество трещин; $n$ – индекс суммирования; $l$ – расстояние между соседними трещинами, м; $\theta$ – функция Хевисайда, определяемая как

$\theta(z) = 1$ при $z \geqslant 0$ и $\theta(z) = 0$ при $z < 0$.

Отметим, что режим тепловыделения в зоне трещин характеризуется исключительно зависимостью $q(t)$, в то время как остальные величины, входящие в правую часть выражения (5), описывают пространственное распределение тепловых источников.

Получим явный вид функции $q(t)$ на основе одномерной задачи Стефана о фазовом переходе. Согласно решению этой задачи, перемещение межфазной границы $\xi(t)$ за время $t$, отсчитываемое от начала процесса, определяется выражением

$$\xi(t) = \alpha t^{1/2}, \quad (6)$$

где $\alpha$ – некоторая постоянная, м с$^{-1/2}$; в задаче фронт фазового перехода представляет собой пло-

скую границу «лёд–вода», смещающуюся в процессе намораживания льда на стенки трещины.

При выводе формулы для $q(t)$ рассмотрена отдельная трещина, где начальный момент одна из её стенок лежит в плоскости $x = 0$. Неподвижная координатная ось $x$ направлена перпендикулярно плоскости межфазного фронта (см. рис. 1). Фронт движется в положительном направлении оси $x$, из чего следует, что $\alpha > 0$. Условие Стефана на границе раздела фаз в случае, когда вода в трещине находится при температуре 0 °C (однофазная задача Стефана), имеет следующий вид:

$$\lambda(\partial T/\partial x)\big|_{x\to\xi(t)} = \rho L(d\xi/dt), \qquad (7)$$

где производная в левой части равенства – односторонняя и вычисляется при $x$, стремящемся к координате фронта $\xi(t)$ со стороны твёрдой фазы (льда); $L = 3{,}335\cdot10^5$ Дж/кг – удельная теплота кристаллизации воды. Другое граничное условие на поверхности раздела фаз – равенство температуры обеих фаз температуре фазового перехода, т.е. 0 °C. Плотность теплового потока, проходящего через границу раздела фаз выражается формулой

$$q(t) = 2\lambda(\partial T/\partial x)\big|_{x\to\xi(t)}. \qquad (8)$$

Множитель 2 в выражении (8) связан с тем, что слой льда намораживается на две стенки трещины, а шириной трещины в масштабе ледника мы пренебрегаем. Из формул (6)–(8) получаем:

$$q(t) = \alpha\rho L/t^{1/2}. \qquad (9)$$

Вместе с тем распределение температур в теле, занимающем полупространство ($x > 0$), на границе которого ($x = 0$) поддерживается постоянная нулевая температура, а начальная температура $T_0$ одинакова для всего тела, имеет следующий вид (Карслоу, 1947):

$$T(x, t) = T_0\mathrm{erf}(0{,}5x(at)^{-1/2}), \qquad (10)$$

где $a = \lambda/(\rho c)$ – коэффициент температуропроводности, м$^2$/с; $\mathrm{erf}\, z = \dfrac{2}{\sqrt{\pi}}\int_0^z e^{-\zeta^2}\,d\zeta$ – функция ошибок.

Из закона теплопроводности Фурье и формулы (10) следует, что плотность теплового потока на границе тела с начальной температурой $T_0 < 0$ °C составит

$$q\big|_{x=0} = -\lambda(\partial T/\partial x)\big|_{x=0} = -T_0(\lambda\rho c/(\pi t))^{1/2}. \qquad (11)$$

На основе формулы (11) получено приближённое выражение для плотности теплового потока, распространяющегося от замерзающей ледниковой трещины. В качестве полуограниченного тела в постановке вышеизложенной задачи – выступает лёд, а в качестве границы тела – стенка трещины. Температура воды у границы области льда постоянно равна 0 °C. Вместо однородной начальной температуры тела $T_0$ выбранная усреднённая по высоте начальная температура ледяной стенки трещины $\overline{T}$:

$$\overline{T} = \frac{1}{h}\int_0^h T\big|_{t=0}\,dy = T_s\left(1-\frac{h}{2H}\right). \qquad (12)$$

При выводе выражения для $\overline{T}$ применено начальное условие (2). Учитывая, что через две стенки трещины поступает удвоенный тепловой поток, и учитывая формулу (12), получено окончательное выражение для плотности теплового потока, исходящего от замерзающей трещины:

$$q(t) = -2\overline{T}(\lambda\rho c/(\pi t))^{1/2} = T_s((h/H) - 2)(\lambda\rho c/(\pi t))^{1/2}. \qquad (13)$$

***Время замерзания.*** Выведена формула для расчёта времени полного замерзания воды в трещинах $t_*$. Приравнивая тепловые потоки (9) и (13):

$$\alpha = -2\overline{T}L^{-1}(\lambda c/(\pi\rho))^{1/2}. \qquad (14)$$

Подставив в (14) вместо $\overline{T}$ его выражение по формуле (12):

$$\alpha = T_sL^{-1}((h/H) - 2)(\lambda c/(\pi\rho))^{1/2}. \qquad (15)$$

Предполагается, что намораживание льда на обе стенки трещины происходит с одинаковой скоростью, поэтому граница раздела фаз с каждой стороны трещины шириной $d$ (м) за время $t_*$ (с) переместится на расстояние $d/2$. Из формулы (6) следует, что вода в трещине полностью замёрзнет за время $t_* = d^2/(4\alpha^2)$. Подставив в последнюю формулу выражение (15) для $\alpha$, получается выражение для времени замерзания воды в трещинах:

$$t_* = \pi\rho L^2H^2d^2/(4\lambda cT_s^2(2H - h)^2). \qquad (16)$$

***Решение начально-краевой задачи.*** Распределение температур в моделируемой области ледника можно найти, решив задачу теплопроводности (1)–(4) с функцией источников теплоты (5) и плотностью теплового потока (13). С помощью

метода функций Грина получено аналитическое решение этой задачи (Полянин, 2007):

$$T\left(x,y,t\right)=T_s\left(1-\frac{y}{H}\right)+$$

$$+\frac{4T_s}{\pi^2}\left(\frac{h}{H}-2\right)\sum_{n=0}^{N-1}\int_0^t\frac{1}{\sqrt{\tau\left(t-\tau\right)}}e^{-\frac{\left(x-nl\right)^2}{4a\left(t-\tau\right)}}\times$$

$$\times\sum_{k=0}^{\infty}\frac{1}{2k+1}\sin^2\frac{\left(2k+1\right)\pi h}{4H}\sin\frac{\left(2k+1\right)\pi y}{2H}e^{-\frac{\left(2k+1\right)^2\pi^2a\left(t-\tau\right)}{4H^2}}d\tau, \quad (17)$$

где $a=\lambda/(\rho c)$.

***Аппроксимация решения.*** Точное решение (17) содержит достаточно сложную структуру и непригодно для получения численных значений температуры в отдельных точках. Однако это решение может быть заменено аппроксимацией, достаточно точной для выполнения модельных расчётов. Эта аппроксимация, основанная на замене ряда в формуле (17) его частичной суммой, имеет следующий вид:

$$\widetilde{T}\left(x,y,t\right)=T_s\left(1-\frac{y}{H}\right)+$$

$$+\frac{4T_s}{\pi^2}\left(\frac{h}{H}-2\right)\sum_{n=0}^{N-1}\int_0^t\frac{1}{\sqrt{\tau\left(t-\tau\right)}}e^{-\frac{\left(x-nl\right)^2}{4a\left(t-\tau\right)}}\times$$

$$\times\sum_{k=0}^{K}\frac{1}{2k+1}\sin^2\frac{\left(2k+1\right)\pi h}{4H}\sin\frac{\left(2k+1\right)\pi y}{2H}e^{-\frac{\left(2k+1\right)^2\pi^2a\left(t-\tau\right)}{4H^2}}d\tau, \quad (18)$$

где $K$ – номер последнего сохраняемого члена ряда.

Аналитически можно получить верхнюю оценку погрешности замены точного решения (17) его аппроксимацией (18)

$$\left|\widetilde{T}\left(x,y,t\right)-T\left(x,y,t\right)\right|<\frac{2NT_s}{\pi}\left(\frac{h}{H}-2\right)\times$$

$$\times\left(\frac{4H}{\pi^{3/2}}\sqrt{\frac{2}{at}}\sum_{k=K+1}^{\infty}\frac{1}{\left(2k+1\right)^2}+\sum_{k=K+1}^{\infty}\frac{1}{2k+1}e^{-\frac{\left(2k+1\right)^2\pi^2at}{8H^2}}\right), \quad (19)$$

справедливую во всей области, заданной в (1). В частности, из формулы (19) следует, что при $K=750$ погрешность решения для $t=365$ сут.[1] заведомо меньше 0,1 °C в каждой точке области решения задачи во всех рассмотренных ниже модельных случаях. Для каждого такого случая задавалось значение $K$ достаточно большое, чтобы погрешность решения в конечный момент времени не превосходила 0,1 °C. Основные модельные расчёты выполнялись для момента $t=365$ сут., где значения $K$ обеспечивают достаточную точность результата. При уменьшении значения $t$ верхняя оценка погрешности по формуле (19) незначительно возрастает. Расчёт температуры по формуле (18) и визуализация результатов выполнены в системе компьютерной математики Maple.

## Параметры модели

При расчёте температурного поля независимо варьировались два параметра толщи ледника – температура на нижней границе активного слоя ледника ($T_s$) и толщина части холодного льда, находящейся ниже этой границы ($H$). Моделирование выполнялось для двух значений температуры в основании активного слоя: $T_s=-3$ и $-2$ °C. Толщина активного слоя в леднике Восточный Грёнфьорд составляет около 8 м (Чернов и др., 2015). Подобные значения температуры характерны для левой ветви ледника Восточный Грёнфьорд на соответствующих глубинах (Чернов и др., 2015; Вшивцева, Чернов, 2017). По данным радиозондирования глубина поверхности раздела холодного и тёплого льда на леднике Восточный Грёнфьорд варьирует от 20 м в верховьях левой ветви до 75 и 130 м в пределах правой ветви и языка соответственно (Василенко и др., 2014; Сосновский и др., 2016); средняя толщина холодного слоя ледника составляет около 61 м (Мачерет и др., 2019; Мачерет и др., 2021). Исходя из данных о распределении холодного и тёплого льда в леднике, выполнены модельные расчёты для $H$, равного 20, 40 и 60 м. Случай $T_s=-3$ °C и $H=20$ м не был рассмотрен, так как соответствующие ему условия не характерны для ледника Восточный Грёнфьорд.

Начальная ширина трещин $d$ определялась на основе формулы (16) с учётом условия, что время полного замерзания трещин $t_*$ превышает один год. Так, при $T_s=-2$ °C и $H=20$ м наименьшая (с точностью до сантиметра) ширина трещины, замерзающей больше года, составляет 0,13 м; при $T_s=-2$ °C и толщине холодного слоя

[1] Здесь и далее время переведено из расчётных единиц (с) в сутки (сут.).

40 и 60 м дольше года будут замерзать трещины шириной 0,16 м и более; при $T_s = -3$ °C и мощности холодной толщи 40 и 60 м минимальные значения ширины составят 0,23 и 0,24 м соответственно. Таким образом, при ширине трещин не менее 0,24 м льдообразование будет продолжаться больше года во всех рассмотренных вариантах моделирования. Отмечено, что в модели изначальная ширина трещины (при условии $d \geqslant 0{,}24$ м) не влияет на режим тепловыделения в пределах одного года после начала процесса. Также при моделировании варьировались такие параметры, как расстояние между соседними трещинами $l$ и количество трещин $N$. В итоге зафиксированы значения $l = 10$ м, $N = 8$. Выбор значения $l = 10$ м связан с тем, что при уменьшении этого расстояния на несколько метров модельные вычисления показывают физически нереалистичный результат: нагревание льда вблизи трещин до положительных температур. Выбор числа трещин $N = 8$ связан с тем, что при таком числе трещин формируется стабильная картина температурного поля в центральной части зоны трещиноватости и ниже неё, т.е. дальнейшее увеличение $N$ практически не влияет на распределение температур в этой области.

## Результаты

На рис. 2 представлены результаты моделирования температурного поля в леднике через 365 сут. после начала замерзания воды в трещинах при температуре подошвы активного слоя −2 °C и толщине нижележащего холодного слоя 20 м. На рис. 3 показана картина поля температур при толщине холодного слоя 40 м и температурах основания активного слоя −3 °C (см. рис. 3, *а*) и −2 °C (см. рис. 3, *б*). Результаты расчётов при $H = 60$ м, $T_s = -3$ и −2 °C качественно сходны с соответствующими результатами для $H = 40$ м, $T_s = -3$ и −2 °C. Более подробно рассмотрен случай $T_s = -2$ °C, $H = 20$ м – единственный, при котором изменяется положение

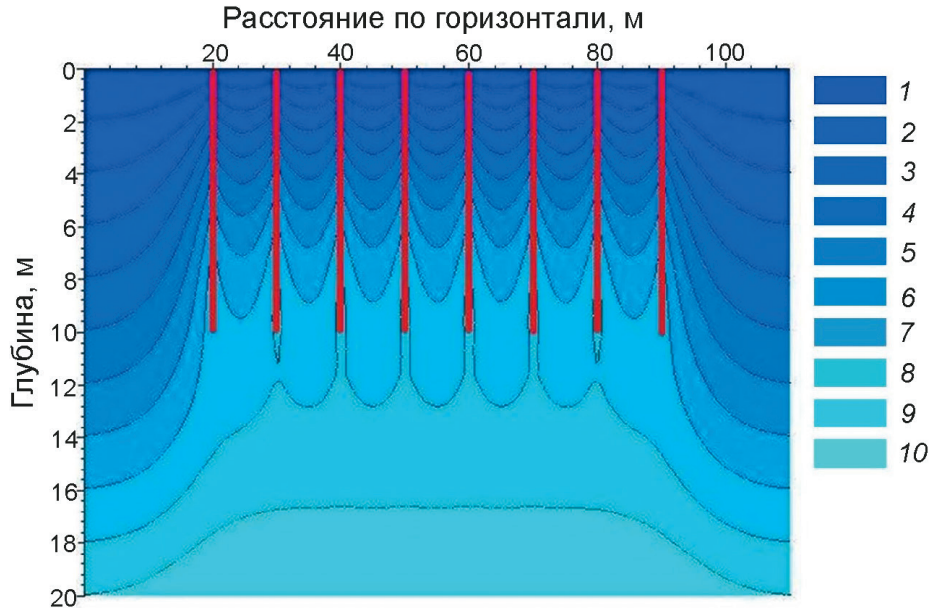



**Рис. 2.** Температурное поле в леднике в конце годового периода льдообразования в трещинах при начальной температуре на глубине основания активного слоя ледника −2 °C и начальной толщине нижележащего холодного слоя 20 м.

Градация цвета *1–10* соответствует изменению температуры на 0,2 °C; *10* – температура 0 °C. Красным отмечены трещины. Глубина отсчитывается от основания активного слоя ледника

**Fig. 2.** Temperature field in the glacier at the end of the annual period of ice formation in crevasses at an initial temperature at a depth of the base of the active layer of the glacier −2 °C and an initial thickness of the underlying cold layer 20 m.

Color gradation *1–10* corresponds to a temperature change of 0.2 °C; *10* – temperature 0 °C. Crevasses are marked in red. Depth is measured from the base of the active layer of the glacier

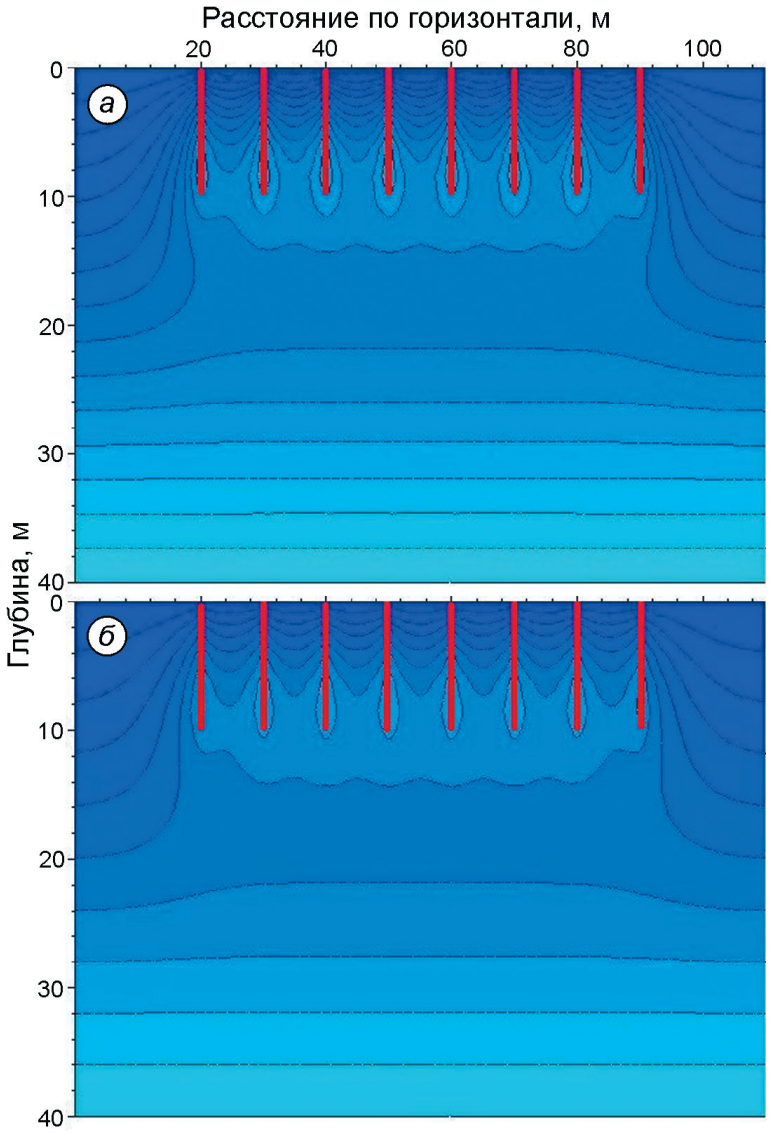



**Рис. 3.** Температурное поле в леднике в конце годового периода льдообразования в трещинах при толщине холодного слоя 40 м:
*а* – при температуре –3 °С; *б* – при температуре –2 °С. Градация цвета соответствует изменению температуры на 0,2 °С. Красным отмечены трещины. Глубина отсчитывается от основания активного слоя ледника

**Fig. 3.** Temperature field in the glacier at the end of the annual period of ice formation in crevasses with a cold layer thickness of 40 m:
*а* – at a temperature of –3 °С; *б* – at a temperature of –2 °С. The color gradation corresponds to a temperature change of 0.2 °С. Crevasses are marked in red. Depth is measured from the base of the active layer of the glacier

границы холодного и тёплого льда. Для этого случая дополнительно построены: горизонтальные профили температуры на различных глубинах (рис. 4, *а*); вертикальные профили температуры в центральной части зоны трещин на различных расстояниях до ближайших трещин (рис. 4, *б*); графики эволюции температуры в трёх точках посередине зоны трещин на различных глубинах (рис. 5).

Сравнение рассмотренных модельных случаев указывает на то, что температура в основании активного слоя $T_s$ влияет в основном на абсолютное значение температуры в той или иной точке расчётной области спустя год после начала тепловыделения, в то время как структура температурного поля и, в частности, конфигурация изотерм определяются в большей степени толщиной холодного слоя $H$ (см. рис. 2, 3).

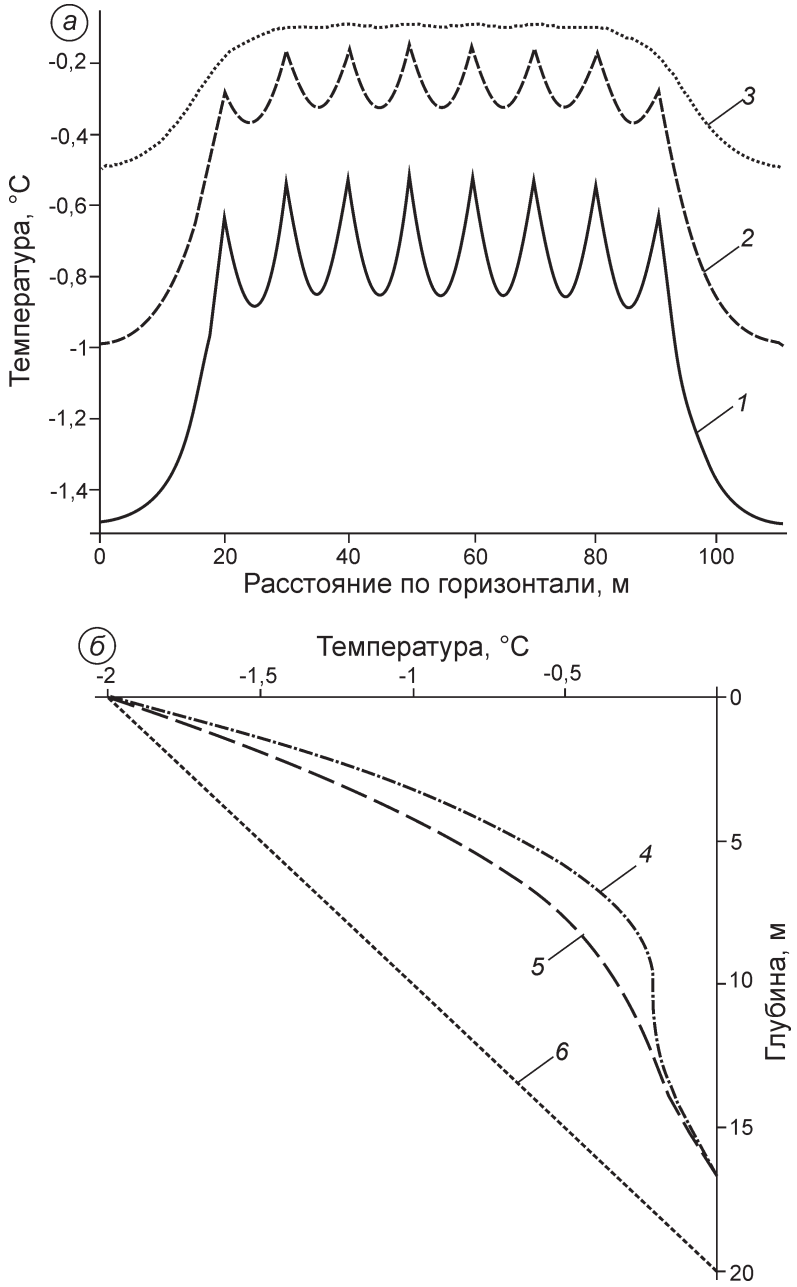



**Рис. 4.** Температура в леднике в конце годового периода льдообразования в трещинах при начальной температуре основания активного слоя –2 °С и начальной толщине холодного слоя 20 м:
*а* – горизонтальные профили на различных глубинах: *1* – на глубине 5 м; *2* – на глубине 10 м; *3* – на глубине 15 м; *б* – вертикальные профили в центральной части зоны трещин: *4* – на расстоянии 1 м от ближайшей трещины; *5* – на расстоянии 5 м от соседних трещин; *6* – начальный профиль. Глубина отсчитывается от основания активного слоя ледника

**Fig. 4.** Temperature in the glacier at the end of the annual period of ice formation in cracks at the initial temperature of the base of the active layer –2 °C and the initial thickness of the cold layer 20 m:
*a* – horizontal profiles at different depths: *1* – at a depth of 5 m; *2* – at a depth of 10 m; *3* – at a depth of 15 m; *б* – vertical profiles in the central part of the crack zone: *4* – at a distance of 1 m from the nearest crack; *5* – at a distance of 5 m from neighboring cracks; *6* – initial profile. Depth is measured from the base of the active layer of the glacier

Моделирование показывает, что максимальная величина разогрева льда за счёт кристаллизации воды возрастает по мере увеличения толщины холодного слоя (составляет около 1 °С при $T_s = -2$ °С, $H = 20$ м; 1,2 °С при $T_s = -2$ °С, $H = 40$ м; 1,3 °С при $T_s = -2$ °С, $H = 60$ м). В ещё

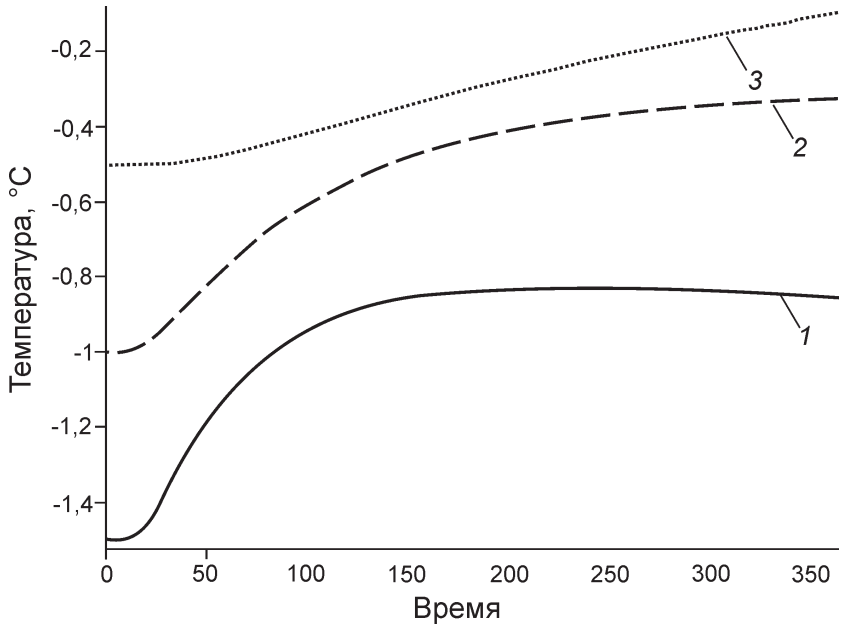



**Рис. 5.** Годовая динамика температуры в центральной части области трещиноватости на различных глубинах при начальной температуре основания активного слоя –2 °С и начальной толщине холодного слоя 20 м:
*1* – на глубине 5 м; *2* – на глубине 10 м; *3* – на глубине 15 м. Глубина отсчитывается от основания активного слоя ледника

**Fig. 5.** Annual temperature dynamics in the central part of the crevassed area at different depths at the initial temperature of the base of the active layer –2 °C and the initial thickness of the cold layer 20 m:
*1* – at a depth of 5 m; *2* – at a depth of 10 m; *3* – at a depth of 15 m. The depth is measured from the base of the active layer of the glacier

большей степени наибольшая величина разогрева зависит от температуры в основании активного слоя (1,8 °С при $T_s = -3$ °С, $H = 40$ м; 1,9 °С при $T_s = -2$ °С, $H = 60$ м) и достигается в областях ледника между трещинами. На глубине около 5 м ниже зоны трещин разогрев менее значителен – не превосходит 0,5 °С при $T_s = -2$ °С и 0,7 °С при $T_s = -3$ °С – и слабо зависит от мощности холодной толщи. Также на этой глубине в области ниже трещин горизонтальный градиент температур, существенный в пределах зоны трещин, почти полностью затухает (см. рис. 4, *а*). Вертикальные профили температуры в области трещиноватости к концу годового периода поступления тепла подвергаются заметному возмущению, однако расстояние до ближайшей трещины влияет на вертикальное распределение температур незначительно (см. рис. 4, *б*).

Темпы нагревания льда существенно зависят от глубины (см. рис. 5). При $T_s = -2$ °С, $H = 20$ м на глубине 5 м ниже основания активного слоя максимальные значения температуры достигаются за время около 200 сут., после чего начинается постепенное охлаждение, связанное с ослаблением мощности теплового потока от замерзающих трещин. На глубине нижней границы зоны трещин и ниже температура повышается в течение всего года, поскольку волна тепла приходит туда с запозданием. Соответственно и охлаждение льда в этой области начнётся позже, чем в более высоких горизонтах. Аналогичная динамика температуры на разных глубинах имеет место и в остальных модельных случаях. Результаты моделирования в случае $T_s = -2$ °С, $H = 20$ м показывают, что граница холодного и тёплого льда, изначально расположенная на 20 м глубже подошвы активного слоя, относительно равномерно сместится вверх в области ниже центральной части зоны трещин до глубины около 16,6 м (см. рис. 2, см. рис. 4, *б*). Таким образом, толщина холодного льда в этой области за счёт тепловыделения в трещинах может сократиться примерно на 3,4 м. Вблизи границы зоны трещиноватости сокращение холодной толщи, согласно расчёту, будет меньше и составит около 2,4 м. Дополнительный приток тепла со стороны замерзающих трещин к тёплому льду, находящемуся ниже CTS, может вызвать таяние и образование воды (Глазовский, Мачерет, 2014).

При толщине холодного слоя 40 и 60 м независимо от температуры в основании активного слоя (−3 или −2 °С) уже на глубине 30 м возмущения температурного поля в конце годового периода льдообразования в трещинах практически отсутствуют (менее 0,02 °С). Таким образом, значимый разогрев льда будет происходить в пределах 20-метровой холодной толщи, находящейся ниже зоны трещин. Также в этих модельных случаях смещение CTS вверх за один год пренебрежимо мало – менее 0,1 м.

Самостоятельный интерес представляет вопрос о максимальном возможном сокращении холодной толщи ледника в предположении, что льдообразование в трещинах и нагревание льда происходят в течение длительного времени, больше года. Расчёты показали, что в случае $T_s = -2$ °С, $H = 20$ м CTS поднимется вверх примерно на 7,2 м за время около 1300 сут. (более 3,5 лет), после чего в результате ослабления теплового потока от замерзающих трещин уровень CTS вновь будет понижаться. Согласно модели, при данных начальных условиях дольше 1300 сут. будет замерзать вода в трещинах шириной 0,25 м и более. При начальной толщине холодного слоя 40 и 60 м вне зависимости от температуры на верхней границе области (−3 или −2 °С) сокращение холодной толщи заняло бы существенно большее время – около 5300 и 11500 сут. соответственно, однако такой длительный процесс льдообразования был бы возможен лишь в очень широких трещинах (0,5–1,5 м), какие не характерны для ледника Восточный Грёнфьорд. Граница раздела холодного и тёплого льда в этих модельных случаях переместится вверх не более чем на 7 м.

Во всех рассмотренных случаях начальное поле температур остаётся практически невозмущённым во всех горизонтах на расстоянии 20 м и более от зоны трещин в горизонтальном направлении (см. рис. 2, 3 и рис. 4, *а*).

## Обсуждение результатов

При моделировании гидрологического отепления ледника были приняты некоторые упрощающие предположения: тепловой поток на глубине начального положения CTS считается постоянным; при вычислении плотности теплового потока, исходящего от замерзающей трещины, проводится усреднение начальной температуры льда по глубине трещины; рассматривается регулярная сеть бесконечных по горизонтальной протяжённости трещин и др. Одна из принятых гипотез наиболее существенно влияет на результаты моделирования: выражение для постоянной $\alpha$, характеризующей скорость намораживания льда и интенсивность тепловыделения, найдено исходя из предположения о равенстве выражений (9) и (13) для теплового потока – вычисляемого на основе задачи Стефана и с помощью задачи о распространении теплоты в полупространстве с постоянной температурой на его границе. Однако выражение (14) для параметра $\alpha$ согласуется с соответствующими формулами, применёнными в работах (Rubin, 1995; Alley et al., 2005; van der Veen, 2007), с точностью до замены начальной температуры твёрдой фазы $T_0$ её усреднённой температурой $\overline{T}$. Численные значения параметра $\alpha$ во всех моделируемых нами случаях имеют один порядок и варьируют от $1{,}15 \cdot 10^{-5}$ м $с^{-½}$ при $T_s = -2$ °С, $H = 20$ м до $2{,}11 \cdot 10^{-5}$ м $с^{-½}$ при $T_s = -3$ °С, $H = 60$ м.

Отмечено, что выражения для теплового потока (9) и (13) получены в предположении, что существует единичная трещина, заполненная замерзающей водой. В действительности, температурные поля, определяемые близкорасположенными тепловыми источниками (трещинами), интерферируют, что может изменять интенсивность действия каждого источника. Разработка модели для системы взаимодействующих тепловых источников и расчёт соответствующих температурных полей в леднике – отдельная задача, которая может быть решена в ходе дальнейших исследований.

Для более точного описания процесса важно получить полевые данные о темпах сокращения трещин с водой на ледниках архипелага Шпицберген. Выполнив измерения ширины трещин в разные моменты времени и аппроксимировав полученную эмпирическую зависимость, определено реалистичное значение постоянной $\alpha$, отвечающей за длительность и интенсивность моделируемых процессов. Наблюдения на леднике Восточный Грёнфьорд показали, что его левая ветвь теплее правой на 1,5–2 °С во всех горизонтах ниже активного слоя, и это различие в температурах объясняется преимущественно теплоизолирующим действием более мощного снежного покрова на левой ветви, который пре-

пятствует зимнему выхолаживанию (Вшивцева, Чернов, 2017). При этом термический эффект льдообразования в трещинах, характерных главным образом для левой ветви, не учитывался. Результаты моделирования позволяют предположить, что отепление льда за счёт снежного покрова на левой ветви в действительности меньше приведённых значений на величину гидрологического отепления, которая, варьирует в зависимости от свойств сети трещин, мощности холодной толщи и других параметров.

Сравнение результатов моделирования с данными скважинной термометрии на леднике Восточный Грёнфьорд показывает близкое соответствие как по масштабам вариаций температур, так и по их абсолютным значениям. Так, температура на глубине около 13 м в скважине № 1 (Чернов и др., 2015), находящейся в области трещиноватости в верховье левой ветви ледника, изменяется между −1,2 и −0,7 °C по данным повторных измерений температуры в скважинах в 2012–2014 гг., в то время как модельный расчёт для случая $T_s = -2$ °C, $H = 20$ м, близкого к натурным условиям в районе данной скважины, показывает на соответствующей глубине (5 м ниже подошвы активного слоя) вариации температуры в пределах между −1,5 и −0,6 °C (см. рис. 4, *б*).

## Заключение

Предложена аналитическая модель для расчёта температурного поля в холодном слое арктического политермического ледника (ниже активного слоя), учитывающая тепловыделение при кристаллизации воды температурой 0 °C в регулярной сети плоских параллельных ледниковых трещин (расстояния между соседними трещинами и их глубины фиксированы – 10 м). Трещины считаются независимыми тепловыми источниками. На основе модели для различных начальных условий, характерных для разных областей ледника Восточный Грёнфьорд, произведён расчёт эволюции поля температур к концу годового периода льдообразования в трещинах. Показано, что изначальная толщина холодного слоя (20, 40 или 60 м) сильнее влияет на картину температурного поля по сравнению с таким фактором, как температура в основании активного слоя ледника (−3 или −2 °C). Максимальная величина разогрева льда к концу годового цикла в зависимости от параметров модели варьирует между 1 и 2 °C. При сравнительно малой толщине холодного слоя (20 м) ниже зоны трещин за счёт тепловыделения в течение года произойдёт относительно равномерное сокращение холодной толщи на 3,4 м. Если тепловыделение продолжится, то холодная толща сократится на максимальную величину 7,2 м за время около 1300 сут. При большей начальной толщине холодного слоя (40 и 60 м) эффект смещения границы холодного и тёплого льда к концу годового цикла практически не наблюдается в результатах моделирования; возмущения температурного поля затухают в пределах 20-метрового слоя льда ниже области трещин. Кроме того, во всех модельных случаях температура остаётся практически неизменной на расстоянии около 20 м по горизонтали от зоны трещиноватости.

Таким образом, моделирование позволяет оценить возможный вклад гидрологического механизма отепления холодного льда в общую динамику температурного поля ледника и даёт основания для количественного сопоставления данного эффекта с другими факторами термического состояния ледника, в частности теплоизолирующим действием снежного покрова.

**Благодарности.** Математическая модель разработана при поддержке Мегагранта (соглашение № 075–15–2021–599, 08.06.2021); модельные эксперименты для условий ледника Восточный Грёнфьорд проводились в рамках темы Государственного задания № 0148–2019–0004/FMGE–2019–0004/AAAA–A19–119022190172–5 «Оледенение и сопутствующие природные процессы при изменениях климата». Авторы благодарны Ю.Я. Мачерету и А.В. Сосновскому за плодотворные обсуждения научной проблематики.

**Acknowledgments.** The development of the mathematical model was supported by the Megagrant project (agreement No. 075–15–2021–599, 08.06.2021); model experiments for the conditions of the Austre Grønfjordbreen glacier were carried out within the framework of the topic of the State task No. 0148–2019–0004/FMGE–2019–0004/AAAA–A19–119022190172–5 «Glaciation and related natural processes under climate change». The authors are grateful to Yu.Ya. Macheret and A.V. Sosnovsky for fruitful discussions of scientific problems.

## Литература


*Василенко Е.В., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И., Мачерет Ю.Я.* Изменение гидротермической структуры ледников Восточный Гренфьорд и Фритьоф на Шпицбергене // Лёд и Снег. 2014. Т. 54. № 1. С. 5–19. doi: 10.15356/2076-6734-2014-1-5-19.

*Вшивцева Т.В., Чернов Р.А.* Пространственное распределение снежного покрова и поле температур в верхнем слое политермического ледника // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 3. С. 373–380. doi: 10.15356/2076-6734-2017-3-373-380.

*Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я.* Вода в ледниках. Методы и результаты геофизических и дистанционных исследований. М.: «ГЕОС», 2014. 528 с.

*Исенко Е.В.* Моделирование каналов в холодных ледниках // Материалы гляциол. исследований. 2000. Вып. 89. С. 194–199.

*Исенко Е.В., Мавлюдов Б.Р.* Об интенсивности врезания русел ледниковых водотоков // Материалы гляциол. исследований. 2000. Вып. 89. С. 200–205.

*Казанский А.Б.* Термодинамика впитывания талой воды в снежно-фирновую толщу // Материалы гляциол. исследований. 1988. Вып. 61. С. 58–62.

*Карслоу Г.С.* Теория теплопроводности. М.-Л.: Гос. изд-во технико-теоретич. литературы, 1947. 288 с.

*Мачерет Ю.Я., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И., Марчук И.О.* Распределение холодного и тёплого льда в ледниках на Земле Норденшельда (Шпицберген) по данным наземного радиозондирования // Лёд и Снег. 2019. Т. 59. № 2. С. 149–166. doi: 10.15356/2076-6734-2019-2-430.

*Мачерет Ю.Я., Глазовский А.Ф., Василенко Е.В., Лаврентьев И.И., Мацковский В.В.* Сравнение гидротермической структуры двух ледников Шпицбергена и Тянь-Шаня по данным радиозондирования // Лёд и Снег. 2021. Т. 61. № 2. С. 165–178. doi: 10.31857/S2076673421020079.

*Полянин А.Д.* Справочник по линейным уравнениям математической физики. М.: Физматлит, 2007. 592 с.

*Сосновский А.В., Мачерет Ю.Я., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И.* Гидротермическая структура политермического ледника на Шпицбергене по данным измерений и численного моделирования // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 2. С. 149–160. doi: 10.15356/2076-6734-2016-2-149-160.

*Чернов Р.А., Васильева Т.В., Кудиков А.В.* Температурный режим поверхностного слоя ледника Восточный Грёнфьорд (Западный Шпицберген) // Лёд и Снег. 2015. Т. 55. № 3. С. 38–46. doi: 10.15356/2076-6734-2015-3-38-46.

*Чернов Р.А., Муравьев А.Я.* Современные изменения площади ледников западной части Земли Норденшельда (архипелаг Шпицберген) // Лёд и Снег.


## References


*Vasilenko E.V., Glazovsky A.F., Lavrentiev I.I., Macheret Y.Y.* Changes of hydrothermal structure of Austre Grønfjordbreen and Fridtjovbreen glaciers in Svalbard. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2014, 54 (1): 5–19. doi: 10.15356/2076-6734-2014-1-5-19. [In Russian].

*Vshivtseva T.V., Chernov R.A.* Spatial distribution of snow cover and temperature in the upper layer of a polythermal glacier. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2017, 57 (3): 373–380. doi: 10.15356/2076-6734-2017-3-373-380. [In Russian].

*Glazovsky A.F., Macheret Yu.Ya. Voda v lednikakh. Metody i rezul'taty geofizicheskikh i distantsionnykh issledovaniy.* Water in glaciers. Methods and results of geophysical and remote sensing studies. M.: GEOS, 2014: 528 p. [In Russian].

*Isenko E.V.* Modelling of channels in cold glaciers. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2000, 89: 194–199. [In Russian].

*Isenko E.V., Mavlyudov B.R.* On the incision rates of glacier water flow channels. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2000, 89: 200–205. [In Russian].

*Kazanskiy A.B.* Thermodynamics of melt-water soaking into snow-firn thickness. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1988, 61: 58–62. [In Russian].

*Carslaw H.S. Teoriya teploprovodnosti.* Theory of thermal conductivity. M.-L.: Gosudarstvennoye izdatel'stvo tekhniko-teoreticheskoy literatury, 1947: 288 p. [In Russian].

*Macheret Y.Y., Glazovsky A.F., Lavrentiev I.I., Marchuk I.O.* Distribution of cold and temperate ice in glaciers on the Nordenskiold Land, Spitsbergen, from ground-based radio-echo sounding. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2019, 59 (2): 149–166. doi: 10.15356/2076-6734-2019-2-430. [In Russian].

*Macheret Y.Y., Glazovsky A.F., Vasilenko E.V., Lavrentiev I.I., Matskovsky V.V.* Comparison of hydrothermal structure of two glaciers in Spitsbergen and Tien Shan based on radio-echo sounding data. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2021, 61 (2): 165–178. doi: 10.31857/S2076673421020079. [In Russian].

*Polyanin A.D. Spravochnik po lineynym uravneniyam matematicheskoy fiziki.* Handbook of linear equations of mathematical physics. M.: Fizmatlit, 2001: 592 p. [In Russian].

*Sosnovsky A.V., Macheret Y.Y., Glazovsky A.F., Lavrentiev I.I.* Hydrothermal structure of a polythermal glacier in Spitsbergen by measurements and numerical modeling. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2016, 56 (2): 149–160. doi: 10.15356/2076-6734-2016-2-149-160. [In Russian].

*Chernov R.A., Vasilyeva T.V., Kudikov A.V.* Temperature regime of upper layer of the glacier East Grönfjordbreen (West Svalbard). *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2015,

2018. Т. 58. № 4. С. 462–472. doi: 10.15356/2076-6734-2018-4-462-472.

*Alley R., Dupont T., Parizek B., Anandakrishnan S.* Access of surface meltwater to beds of sub-freezing glaciers: Preliminary insights // Annals of Glaciology. 2005. V. 40. P. 8–14. doi: 10.3189/172756405781813483.

*Colgan W., Rajaram H., Abdalati W., McCutchan C., Mottram R., Moussavi M.S., Grigsby S.* Glacier crevasses: Observations, models, and mass balance implications // Reviews of Geophysics. 2016. № 54. P. 119–161. doi: 10.1002/2015RG000504.

*Duddu R., Jiménez S., Bassis J.* A non-local continuum poro-damage mechanics model for hydrofracturing of surface crevasses in grounded glaciers // Journ. of Glaciology. 2020. V. 66. № 257. P. 415–429. doi: 10.1017/jog.2020.16.

*Everett A., Murray T., Selmes N., Rutt I.C., Luckman A., James T.D., Clason C., O'Leary M., Karunarathna H., Moloney V., Reeve D.E.* Annual down-glacier drainage of lakes and water-filled crevasses at Helheim Glacier, southeast Greenland // Journ. of Geophys. Research: Earth Surface. 2016. V. 121. № 10. P. 1819–1833. doi: 10.1002/2016JF003831.

*Gilbert A., Sinisalo A., Gurung T.R., Fujita K., Maharjan S.B., Sherpa T.C., Fukuda T.* The influence of water percolation through crevasses on the thermal regime of a Himalayan mountain glacier // The Cryosphere. 2020. V. 14. № 4. P. 1273–1288. doi: 10.5194/tc-14-1273-2020.

*Jarvis G.T., Clarke G.K.C.* Thermal effects of crevassing on Steele glacier, Yukon Territory, Canada // Journ. of Glaciology. 1974. V. 13. № 68. P. 243–254. doi: 10.3189/S0022143000023054.

*Lüthi M.P., Ryser C., Andrews L.C., Catania G.A., Funk M., Hawley R.L., Hoffman M.J., Neumann T.A.* Heat sources within the Greenland Ice Sheet: dissipation, temperate paleo-firn and cryo-hydrologic warming // The Cryosphere. 2015. V. 9. № 1. P. 245–253. doi: 10.5194/tc-9-245-2015.

*McDowell I.E., Humphrey N.F., Harper J.T., Meierbachtol T.W.* The cooling signature of basal crevasses in a hard-bedded region of the Greenland Ice Sheet // The Cryosphere. 2021. V. 15. № 2. P. 897–907. doi: 10.5194/tc-15-897-2021.

*Pfeffer W.T., Arendt A.A., Bliss A., Bolch T., Cogley J.G., Gardner A.S., Hagen J.O., Hock R., Kaser G., Kienholz C., Miles E.S., Moholdt G., Mölg N., Paul F., Radić V., Rastner P., Raup B.H., Rich J., Sharp M.J., The Randolph Consortium.* The Randolph Glacier Inventory: a globally complete inventory of glaciers // Journ. of Glaciology. 2014. V. 60. № 221. P. 537–552. doi: 10.3189/2014JoG13J176.

*Phillips T., Rajaram H., Steffen K.* Cryo-hydrologic warming: A potential mechanism for rapid thermal response of ice sheets // Geophys. Research Letters. 2010. № 37. L20503. doi: 10.1029/2010GL044397.

55 (3): 38–46. doi: 10.15356/2076-6734-2015-3-38-46. [In Russian].

*Chernov R.A., Muraviev A.Y.* Contemporary changes in the area of glaciers in the western part of the Nordenskjold Land (Svalbard). *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2018, 58 (4): 462–472. doi: 10.15356/2076-6734-2018-4-462-472. [In Russian].

*Alley R., Dupont T., Parizek B., Anandakrishnan S.* Access of surface meltwater to beds of sub-freezing glaciers: Preliminary insights. Annals of Glaciology. 2005, 40: 8–14. doi: 10.3189/172756405781813483.

*Colgan W., Rajaram H., Abdalati W., McCutchan C., Mottram R., Moussavi M.S., Grigsby S.* Glacier crevasses: Observations, models, and mass balance implications. Reviews of Geophysics. 2016, 54: 119–161. doi: 10.1002/2015RG000504.

*Duddu R., Jiménez S., Bassis J.* A non-local continuum poro-damage mechanics model for hydrofracturing of surface crevasses in grounded glaciers. Journ. of Glaciology. 2020, 66 (257): 415–429. doi: 10.1017/jog.2020.16.

*Everett A., Murray T., Selmes N., Rutt I.C., Luckman A., James T.D., Clason C., O'Leary M., Karunarathna H., Moloney V., Reeve D.E.* Annual down-glacier drainage of lakes and water-filled crevasses at Helheim Glacier, southeast Greenland. Journ. of Geophys. Research: Earth Surface. 2016, 121 (10): 1819–1833. doi: 10.1002/2016JF003831.

*Gilbert A., Sinisalo A., Gurung T.R., Fujita K., Maharjan S.B., Sherpa T.C., Fukuda T.* The influence of water percolation through crevasses on the thermal regime of a Himalayan mountain glacier. The Cryosphere. 2020, 14 (4): 1273–1288. doi: 10.5194/tc-14-1273-2020.

*Jarvis G.T., Clarke G.K.C.* Thermal effects of crevassing on Steele glacier, Yukon Territory, Canada. Journ. of Glaciology. 1974, 13 (68): 243–254. doi: 10.3189/S0022143000023054.

*Lüthi M.P., Ryser C., Andrews L.C., Catania G.A., Funk M., Hawley R.L., Hoffman M.J., Neumann T.A.* Heat sources within the Greenland Ice Sheet: dissipation, temperate paleo-firn and cryo-hydrologic warming. The Cryosphere. 2015, 9 (1): 245–253. doi: 10.5194/tc-9-245-2015.

*McDowell I.E., Humphrey N.F., Harper J.T., Meierbachtol T.W.* The cooling signature of basal crevasses in a hard-bedded region of the Greenland Ice Sheet. The Cryosphere. 2021, 15 (2): 897–907. doi: 10.5194/tc-15-897-2021.

*Pfeffer W.T., Arendt A.A., Bliss A., Bolch T., Cogley J.G., Gardner A.S., Hagen J.O., Hock R., Kaser G., Kienholz C., Miles E.S., Moholdt G., Mölg N., Paul F., Radić V., Rastner P., Raup B.H., Rich J., Sharp M.J., The Randolph Consortium.* The Randolph Glacier Inventory: a globally complete inventory of glaciers. Journ. of Glaciology. 2014, 60 (221): 537–552. doi: 10.3189/2014JoG13J176.

*Phillips T., Rajaram H., Steffen K.* Cryo-hydrologic warming: A potential mechanism for rapid thermal response

*Phillips T., Rajaram H., Colgan W., Steffen K., Abdalati W.* Evaluation of cryo-hydrologic warming as an explanation for increased ice velocities in the wet snow zone, Sermeq Avannarleq, West Greenland // Journ. of Geophys. Research: Earth Surface. 2013. V. 118. № 3. P. 1241–1256. doi: 10.1002/jgrf.20079.

*Poinar K., Joughin I., Lilien D., Brucker L., Kehrl L., Nowicki S.* Drainage of Southeast Greenland Firn Aquifer Water through Crevasses to the Bed // Journ. of Front. Earth Sci. 2017. V. 5. P. 5. doi: 10.3389/feart.2017.00005.

*Rubin A.M.* Propagation of magma-filled cracks // Annu. Rev. Earth. Pl. Sc. 1995. V. 23. № 1. P. 287–336. doi: 10.1146/annurev.ea.23.050195.001443.

*van der Veen C.J.* Fracture propagation as means of rapidly transferring surface meltwater to the base of glaciers // Geophys. Research Letters. 2007. № 34. L01501. doi: 10.1029/2006GL028385.

*Weertman J.* Can a water-filled crevasse reach the bottom surface of a glacier? // IASH publ. 1973. V. 95. P. 139–145.

of ice sheets. Geophys. Research Letters. 2010, 37: L20503. doi: 10.1029/2010GL044397.

*Phillips T., Rajaram H., Colgan W., Steffen K., Abdalati W.* Evaluation of cryo-hydrologic warming as an explanation for increased ice velocities in the wet snow zone, Sermeq Avannarleq, West Greenland. Journ. of Geophys. Research: Earth Surface. 2013, 118 (3): 1241–1256. doi: 10.1002/jgrf.20079.

*Poinar K., Joughin I., Lilien D., Brucker L., Kehrl L., Nowicki S.* Drainage of Southeast Greenland Firn Aquifer Water through Crevasses to the Bed. Journ. of Front. Earth Sci. 2017, 5: 5. doi: 10.3389/feart.2017.00005.

*Rubin A.M.* Propagation of magma-filled cracks. Annu. Rev. Earth. Pl. Sc. 1995, 23 (1): 287–336. doi: 10.1146/annurev.ea.23.050195.001443.

*van der Veen C.J.* Fracture propagation as means of rapidly transferring surface meltwater to the base of glaciers. Geophys. Research Letters. 2007, 34, L01501. doi: 10.1029/2006GL028385.

*Weertman J.* Can a water-filled crevasse reach the bottom surface of a glacier? IASH publ. 1973, 95: 139–145.

УДК 551.324+551.321 DOI: 10.31857/S2076673422040149, EDN: MHMLNU

# Результаты геодезических измерений баланса массы некоторых ледников Заилийского Алатау

**© 2023 г. А.Л. Кокарев[1,2*], В.П. Капица[1,2], Т. Больх[3], И.В. Северский[2], Н.Е. Касаткин[1,2], М. Шахгеданова[4], З.С. Усманова[2]**

[1]Институт географии и водной безопасности, Алматы, Республика Казахстан;[2]ТОО «Центрально-Азиатский региональный гляциологический центр» категории 2 под эгидой ЮНЕСКО», Алматы, Республика Казахстан;
[3]Университет Сан Андреас, Шотландия, Великобритания; [4]Университет Рединг, Великобритания
*kokarev60@mail.ru

# The results of geodetic measurements of the mass balance of some glaciers in the Zailiyskiy Alatau (Trans-Ili Alatau)

**A.L. Kokarev[1,2*], V.P. Kapitsa[1,2], T. Bolch[3], I.V. Severskiy[2], N.E. Kasatkin[1,2], M. Shahgedanova[4], Z.S. Usmanova[2]**

[1]Institute of geography and water security, Almaty, Kazakhstan; [2]LLP «Central Asian Regional Glaciological Centre under the auspices of UNESCO» Almaty, Kazakhstan;[3]University of St Andrews, Scotland, United Kingdom; [4]University of Reading, United Kingdom
*kokarev60@mail.ru

*Received December 21, 2021 / Revised August 25, 2022 / Accepted October 7, 2022*

**Keywords:** ***Zailiyskiy Alatau, glacier mass balance, remote sensing, digital elevation model, glaciation degradation, water resources.***

**Summary**

The current state and mass balance of some glaciers of the Trans-Ili Alatau (Zailiyskiy Alatau, Tien Shan, Kazakhstan) is estimated in the paper. The remote sensing data (images of the Pléiades satellites) and detailed field geodetic measurements (differential global positioning system with the South G6 instrument)were used for the analysis. The field works were carried out in August-September 2021on the northern slope of the Zailiyskiy Alatau ridge. A digital relief model had been built for the analysis as well. Negative trends in the area of the studied glaciers have been revealed, which generally correspond to the average rate of degradation of the glaciation of the Trans-Ili Alatau from 1955 to the present. A comparison of glaciological (contact, i.e., obtained as a result of measurements made on the glacier) and geodetic (resulted from analysis of remote sensing data) methods for estimating the annual mass balance of the Central Tuyuksu glacier for the period 2016–2021 showed that the final values calculated by these two methods are very close in values. For example, the sum of annual balances calculated by the glaciological method for this period was –2.9 m w.e., or –0.58 $a^{-1}$ m w.e. per a year, while the balance calculated by the geodetic method for the same period was - 0.63 $a^{-1}$ m w.e. Thus, the results of comparison of the above methods of the glacier mass-balance investigation confirm that the geodetic one based on satellite measurements and the ground surveys using the South G6 instrument is in a good agreement with results of glaciological methods of measurements and calculations.

**Citation:** Kokarev A.L., Kapitsa V.P., Bolch T., Severskiy I.V., Kasatkin N.E., Shahgedanova M., Usmanova Z.S. The results of geodetic measurements of the mass balance of some glaciers in the Zailiyskiy Alatau (Trans-Ili Alatau). *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2023, 62 (4): 527–538 [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673422040149, edn: mhmlnu

*Поступила 21 декабря 2021 г. / После доработки 25 августа 2022 г. / Принята к печати 7 октября 2022 г.*

**Ключевые слова:** ***Заилийский Алатау, водные ресурсы, баланс массы ледника, дистанционное зондирование, цифровая модель рельефа, деградация оледенения.***

Деградация оледенения вызывает изменения в горных экосистемах, оказывая непосредственное влияние на жизнедеятельность людей, вызывает изменения в гидрологическом режиме, биогеохимии рек и гляциальных озёр, влияя на качество и доступность водных ресурсов. Рассмотрены вопросы оценки баланса массы ледников северного склона Заилийского (Иле) Алатау посредством применения данных дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) в сочетании с полевыми исследованиями и измерениями.

## Введение

Во всём мире в последние десятилетия отмечено сокращение оледенения, масштабы которого особенно возросли в XXI веке (Hoelzle et al., 2020). Республика Казахстан не считается исключением: площадь ледников на северном склоне Заилийского Алатау сократилась на 48,4% в период 1955–2017 гг. (Severskiy et al., 2016) и в Джунгарском Алатау на 53,3% в период 1956–2018 гг.

С точки зрения влияния на региональные водные ресурсы, наиболее важна оценка изменения объёма и массы ледников (Huss, Hock, 2018; Shahgedanova et al., 2020). Сравнительная оценка отклика оледенения горно-ледниковых районов мира проводится на основе данных об изменении баланса массы отдельных ледников, входящих во Всемирную службу мониторинга ледников (ВСМЛ) (DyurgerovMeier, 2005; Zemp et al., 2008). С учётом межбассейновых различий отклика оледенения на изменения климата такие оценки не вполне корректны, и для решения задачи необходимо применять другие методики. Для оценки этих изменений в региональном масштабе предлагается применение метода геодезического баланса массы, основанного на обработке радарных и стереоскопических спутниковых снимков. Для верификации таких данных применяются результаты измерения баланса массы на отдельных ледниках, полученные гляциологическим методом (Zemp et al., 2019).

Сравнительная характеристика горного оледенения в глобальном масштабе очень актуальна в настоящее время. Обобщение данных о балансе массы контрольных ледников Всемирной службы мониторинга ледников на межрегиональном и глобальном уровне считается не вполне надёжной основой для сравнительных оценок, так как режим каждого ледника индивидуален и не может служить основой для характеристики оледенения, всей совокупности ледников бассейна либо горной страны в целом.

Проведена оценка геодезического баланса массы ледников в Центральной Азии (Pieczonka, Bolch, 2015) на основе сравнения двух цифровых моделей рельефа (ЦМР), полученных с помощью космической радиолокационной миссии Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) в 2000 г., с более ранней ЦМР, построенной на основе изображений с искусственных спутников Земли (ИСЗ) Corona и Hexagon 1970-х годов. Преимущества данного метода – широкий охват территории и длительный рассматриваемый период времени, недостаток – высокие погрешности измерения баланса массы. Однако во многих регионах Тянь-Шаня они сопоставимы с расчётными значениями баланса массы.

С помощью набора разновременных ЦМР, полученных на основе спутниковых стереоизображений ASTER, рассчитан баланс массы ледников Высокогорной Азии (Brunetal, 2017). Средний региональный баланс массы составил $-16{,}3\pm3{,}5$ Гт в год ($-0{,}18\pm0{,}04$ м в.э. в год) в период с 2000 по 2016 г.

Основанные на спутниковых данных (разновременные изображения, полученные со спутников Corona KH-4 (1960-е), Hexagon KH-9 (1970-е) и современные наборы данных с высоким разрешением ASTER, TerraSAR-X, Pléiades и др.) временные ряды баланса массы ледников для семи климатически различных регионов в высокогорной Азии с 1960 по 2020 г. (Bhattacharyaetal, 2021) показывают, что темпы потери массы ледников постоянно увеличиваются в большинстве районов. Региональные оценки баланса массы ледников варьируют в диапазоне от $-0{,}40\pm0{,}07$ м в.э. в год в Центральном и Северном Тянь-Шане до $-0{,}06\pm0{,}07$ м в.э. в год на Восточном Памире со значительной временно́й и пространственной изменчивостью.

В статье (Lietal., 2021) анализируется возможность применения трёх методов (технологий) для мониторинга горных ледников на примере ледника Урумчи № 1 в Восточном Тянь-Шане: ЦМР получена при съёмках ледника посредством кинематической глобальной навигационной спутниковой системы в реальном времени (RTK-GNSS) в 2012 г., наземного лазерного сканера (TLS) в 2015 г. и беспилотного летательного аппарата (БПЛА) в 2018 г. Согласно полученным результатам, ледник Урумчи № 1 претерпел заметные негативные изменения как по толщине, так и по массе за 2012–2018 гг. Показано хорошее соответствие между гляциологическим и геодезическим удельным балансом массы, а также, что комбинация трёх методов подходит для мониторинга изменения баланса массы ледников, позволяя избежать присущих каждой методике ограничений и предоставить надёжные данные для мониторинга изменения массы горных ледников (Lietal., 2021).

Подобные методы, пока предварительные, апробированы и в Казахстане. В процессе исследований по международному проекту в сотрудничестве с учёными университета Рединга (Великобритания), появилась возможность исследовать изменения баланса массы ледника Туюксу за период с 1998 по 2016 г. по космическим снимкам Pléiades, позволяющим с высокой точ-

ностью оценить изменения высоты поверхности Туюксуйской группы ледников за указанный период (Kapitsaetal., 2020). Методические подходы измерения высоты поверхности гляциологических объектов (каменных глетчеров) Казахстана и Киргизии на основе спутниковых данных применены и в работе (Kääbetal., 2021).

Настоящие и будущие изменения климата представляют собой серьёзную угрозу для населения и экономики Центральной Азии (Stocker et al., 2013). Орошаемые и густонаселённые районы в предгорьях региона характеризуются засушливым климатом, поэтому талые воды горных ледников и снега считаются стратегически важным возобновляемым ресурсом (Chenetal., 2016; Huss, Hock, 2018). По этой причине качественные данные для различных компонентов гидрологического цикла, в том числе прямые наблюдения за компонентами криосферы, представляются ключевыми для обеспечения точных прогнозов и адаптации.

## Район исследования

Левые притоки нижнего течения р. Или берут начало из ледников северного склона хребта Заилийский Алатау, который представляет собой одну из крайних северных дуг Тянь-Шаня. На северном склоне Заилийского (Иле) Алатау в 2017 г. зарегистрировано 470 ледников. Общая площадь открытой части всех ледников составляет 148,15 км$^2$, объём льда 5,285 км$^3$. Для сравнения, в Каталоге (Каталог..., 1967) по состоянию на 1955 г. зафиксировано 307 ледников с общей площадью открытой части 271,2 км$^2$.

В качестве объектов исследования выбраны три ледника северного склона хребта Заилийский (Иле) Алатау: Центральный Туюксу, Иглы Туюксу, Маншук Маметовой – все они расположены в бассейне р. Малая Алматинка (рис. 1).

При выборе ледников ориентировались на доступность проведения инструментальных работ, различия в морфологических параметрах

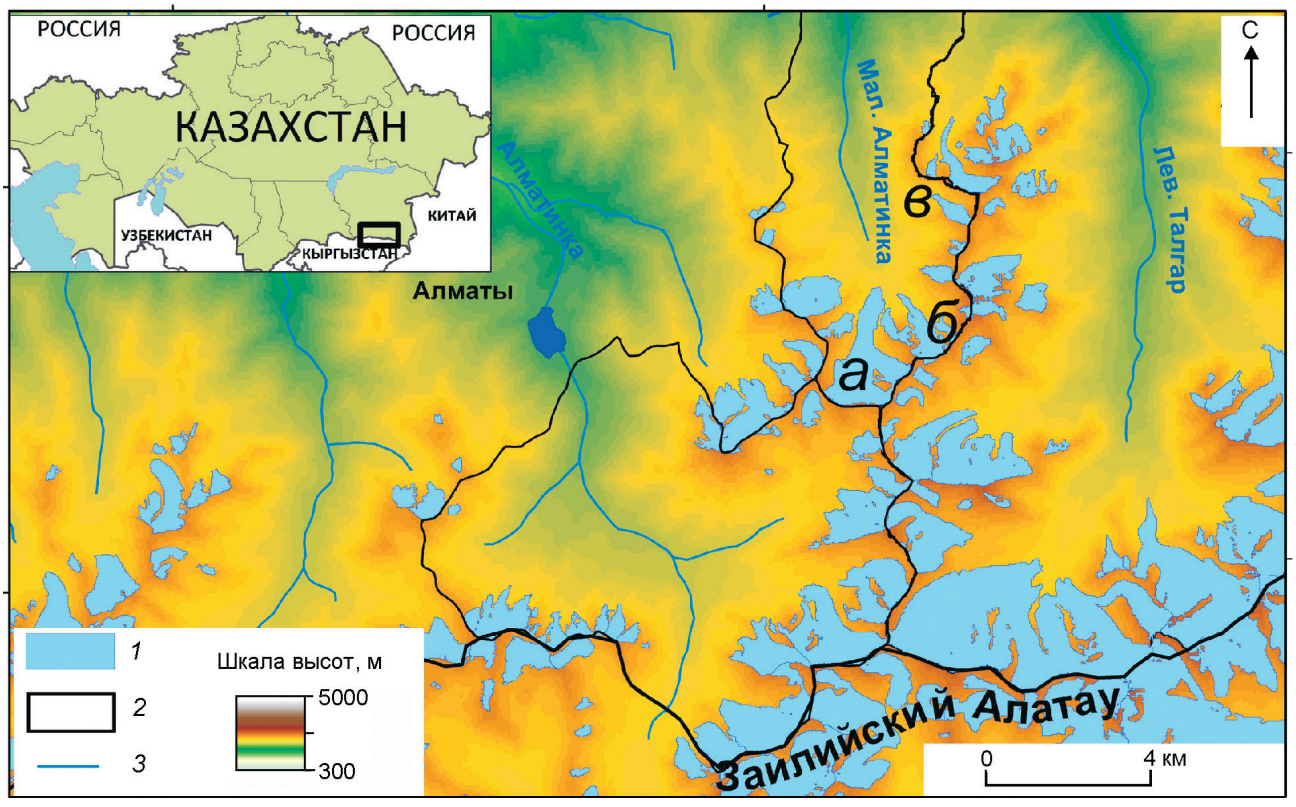



**Рис. 1.** Район исследований и исследуемые ледники Заилийского (Иле) Алатау
Ледники: *а* – Центральный Туйыксу, *б* – Иглы Туйыксу, *в* – Маншук Маметовой; *1* – ледники, *2* – реки, *3* – границы водоразделов

**Fig. 1.** Research area and selected glaciers of Zailiyskiy (Ile) Alatau.
Glacicers: *а* – Central Tuiyksu, *б* – Igly Tuiyksu, *в* – Manshuk Mametova; *1* – glaciers, *2* – rivers, *3* – watershed boundaries

ледников и неоднородность природных (геоморфологических, климатических и других) условий расположения объектов исследований.

Ледник Центральный Туюксу, один из наиболее изученных ледников Казахстана и СНГ. Морфологический тип – долинный, экспозиция – северная, максимальная высота – 4219 м над ур. моря.

Ледник Иглы Туюксу расположен в непосредственной близости к леднику Туюксу, Морфологический тип – долинный, экспозиция – северо-западная, максимальная высота – 4170 м над ур. моря. Цирк ледника представляет собой короткое и относительно пологое ущелье, но стены цирка, несмотря на значительную крутизну, накапливают большие массы снега в холодный период.

Ледник Маншук Маметовой – карово-висячий, ориентирован на северо-запад, максимальная высота – 4130 м над ур. моря. Вследствие большой крутизны склоны прилегающих пиков заснежены слабо, сезонная снеговая граница занимает самое высокое положение среди других ледников бассейна.

## Материалы и методы

***Гляциологический метод измерения баланса массы ледников.*** Особое место в гляциологии занимают гляциологические и топогеодезические измерения, позволяющие выполнить количественную оценку процессов, реализующихся на горном леднике. На северном склоне Заилийского Алатау в качестве контрольного (эталонного) ледника для изучения баланса массы в системе ВСМЛ представлен ледник Центральный Туюксу, с 65-летним периодом непрерывных наблюдений на базе стационара АО «Институт географии и водной безопасности». Расчёт годового баланса массы ледника проводится по методике Макаревича (Макаревич, 2007).

***Применение данных дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) для оценки изменения площади и баланса массы ледников.*** Для определения границ ледников, применены снимки спутников: LandsatTM/ETM+, с разрешением от 15 до 60 м/пиксель, даты съёмки 29.07.1978, 08.08.1999; Sentinel 2, с разрешением 10 м/пиксель, дата съёмки 07.09.2021; снимки сверхвысокого разрешения (0,5 и 2,5 м/пиксель) Pléiades, дата съёмки 27.08.2016. Снимки Landsat и Sentinel получены с сайта EarthExplorer Геологической Службы США (http://earthexplorer.usgs.gov), снимки Pléiades получены в рамках проекта the Pléiades Glacier Observatory в сотрудничестве с LEGOS и WGMS (https://wgms.ch/boost-remote-sensing-data/).

Дешифрирование границ ледников выполнено в ArcGIS 10.5. Все снимки получены преимущественно на конец сезона абляции, чтобы исключить снеговые поля, не относящиеся к леднику. Учтена только площадь ледника (без учёта морен, содержащих погребённый лёд) и контуры, по которым определялась площадь, не включавшие отделившиеся (за период исследования) от основного ледника мелкие ледники.

Для вычисления изменения высоты поверхности ледников, с последующим расчётом баланса массы, применялись ЦМР Pléiades 2016 и ЦМР, построенная на основе полевых измерений 2021 г. Сенсор и цифровые модели Pléiades – дистанционные данные получаемые со спутников-близнецов Pléiades 1A и 1B, запущенных на орбиту Земли 17 декабря 2011 г. и 2 декабря 2012 г. соответственно. Данные передаются с разрешением 0,5 м для панхроматического режима (длина волны в диапазоне 480–830 нм) и 2 м для мультиспектрального режима (Kapitsa et al., 2020). Изображения спутников Pléiades, успешно применялись в наших предыдущих работах (Kapitsaetal., 2020; Bhattacharya et al., 2021). ЦМР высокого разрешения строится на основе стереопар в модуле Leica Photogrammetry Suite и в программе ErdasImagine.

***Съёмка поверхности ключевых ледников высокоточным прибором дифференциальной системы глобального позиционирования (DGPS).*** Съёмка ледников произведена в период с 11 августа по 24 сентября 2021 г. с помощью прибора, основанного на DGPS – Ровера «South G6». Высокой точности измерений координат точек и их абсолютной высоты на местности, в реальном времени, удалось достигнуть благодаря технологии RTX (Real Time eXtended). Технология RTX, разработанная компанией «Trimble Navigation», позволяет получать данные с сантиметровой точностью, как в плане так и по высоте (X, Y, Z) даже в условиях высокогорья. Для ориентации на местности, в контроллер прибора «DGPS

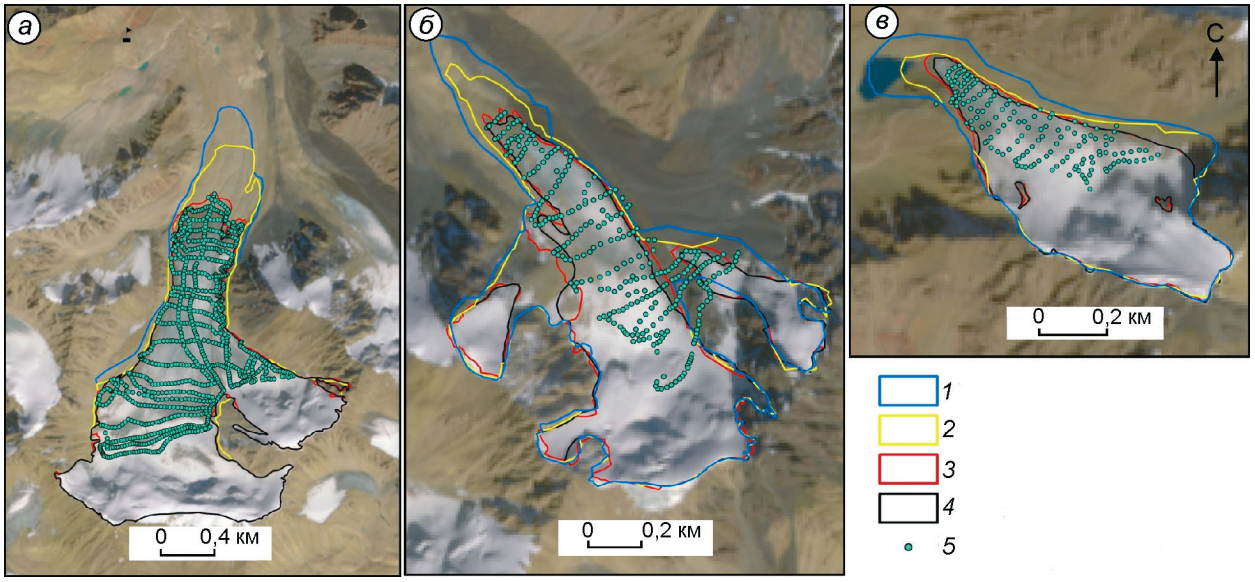



**Рис. 2.** Точки измерений с помощью прибора дифференциальной системы глобального позиционирования «South G6», проведённых в августе–сентябре 2021 г.
Ледники: *а* – Центральный Туйыксу, *б* – Иглы Туйыксу, *в* – Маншук Маметовой; *1* – контур 1978 г., *2* – контур 1999 г., *3* – контур 2016 г., *4* – контур 2021 г., *5* – точки измерений с помощью прибора дифференциальной системы глобального позиционирования «South G6», проведённых в августе-сентябре 2021 года

**Fig. 2.** Points of measurement made in August-September 2021 using the device of the differential global positioning system "South G6".
Glaciers: *а* – Central Tuiyksu, *б* – Igly Tuiyksu, *в* – Manshuk Mametova; *1* – contour of the year 1978, *2* – contour of the year 1999, *3* – contour of the year 2016, *4* – contour of the year 2021 г, *5* – points of measurement made in August-September 2021 using the device of the differential global positioning system "South G6"

South G6» предварительно загружены контуры всех исследуемых ледников, полученных со спутникового изображения Pléiades по состоянию на 2016 г. Во время проведения геодезической съёмки было достаточно просто определить на какой части современной морены, расположенной перед языками ледников, необходимо брать отчёты X, Y, Z для вычисления изменения поверхности с 2016 по 2021 г. (рис. 2), то есть построить ЦМР.

Всего за полевой сезон отснято 1544 точки в диапазоне высот от 3400 до 4148 м над ур. моря. Максимальная погрешность по определению абсолютной высоты составила 0,109 м, минимальная – 0,016 м, средняя – 0,029 м, по плану – 0,023, 0,009 и 0,014 м соответственно. Максимальное количество точек (1094) отснято на леднике Центральный Туюксу в интервале высот от 3410 до 3828 м над ур. моря, минимальное (158) – на леднике Маншук Маметовой, так как состояние поверхности ледника сильно ограничивало доступ. Кроме точек, находившихся на поверхности ледников или морены, отснято 130 наземных контрольных точек (НКТ) на не изменяющейся (стабильной) и свободной ото льда поверхности для определения погрешности абсолютной высоты ЦМР. Применяя модуль Spatial Analyst и метод интерполяции «Kriging» в программе ArcGis 10.5 построена ЦМР рельефа ледников по состоянию на 2021 г. с разрешением 30 м. В процессе проведения съёмки DGPS, область аккумуляции ледников (выше 3800 м над ур. моря) практически не была охвачена измерениями из-за крутых склонов, которые препятствуют получению поправок со спутника, и глубоких трещин, возникающих в результате движения льда. Чтобы восполнить этот пробел в данных, проведена съёмка области аккумуляции ледника Молодёжного, который также находится в бассейне р. Малая Алматинка и расположен на тех же абсолютных высотах. Область аккумуляции ледника Молодёжного – с отрытыми и безопасными склонами, не препятствующими получению поправок со спутника. На основе DGPS измерений получена связь изменения высоты поверхности ледников в точках измерения

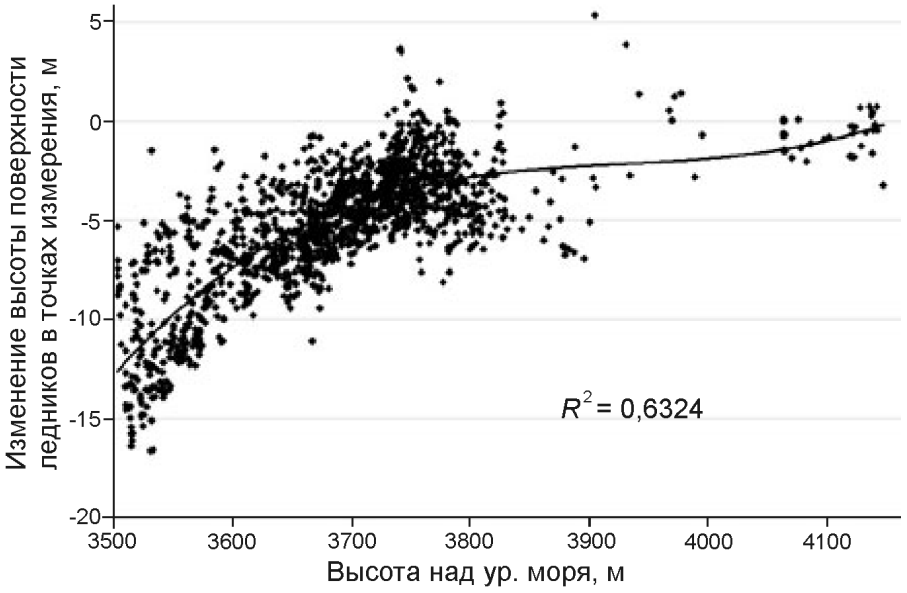



**Рис. 3.** Связь изменения (абляция и аккумуляция) высоты поверхности исследуемых ледников в точках измерения с высотой над ур. моря за период 2016–2021 гг. (по данным снимка Pléiades, дата съёмки 27.08.2016 г. и измерений с помощью прибора дифференциальной системы глобального позиционирования «South G6» в августе–сентябре 2021 г.)

**Fig. 3.** Correlation between the change (ablation and accumulation) of the height of the surface of selected glaciers at the measurement points with the height above sea level for the period 2016–2021 (according to the Pléiades image, survey date 27.08.2016 and measurements made in August-September 2021 using the "South G6" differential global positioning system device)

от абсолютной высоты (рис. 3),которая применялась для экстраполяции данных на не охваченные DGPS съёмкой области ледников – для всех пикселей, не охваченных DGPS съёмкой, разбитых по высотным интервалам.

***Методика сравнения ЦМР и расчёт геодезического баланса массы.*** Для вычисления изменения высоты поверхности ледников все ЦМР преобразованы в систему координат проекции UTM WGS 84 зоны 43N. Изменения высоты поверхности выполнено для открытой части ледников, по состоянию на 2016 г. Расчёты произведены в программе ArcGIS 10.5 с помощью модуля SpatialAnalyst и инструмента «Алгебры карт». Усреднённый по площади удельный геодезический баланс массы ($\Delta M_{\text{геод}}$) рассчитан по формуле:

$$\Delta M_{\text{геод}} = (\Delta V \cdot \rho \Delta v)/(A \Delta t),$$

где $\Delta V$ – изменение объёма (м$^3$);·$\rho\Delta v$ – плотность льда (кг/м$^3$); $A$ – средняя площадь ледника (км$^2$); $\Delta t$ – время в годах между соответствующими ЦМР (Huss, 2013; Barandun et al., 2018).

Средняя плотность 850±60 кг м$^{-3}$применялась для преобразования объёма в массу, для расчёта геодезического баланса массы в соответствии с рекомендациями (Huss, 2013) и расчёта геодезического баланса массы других ледников Тянь-Шаня (Barandunetal., 2021).

***Количественная оценка погрешности расчётов.*** Погрешность определения границ ледников складывалась из погрешности орторектификации каждого изображения с НКТ и погрешности определения границ ледников оператором. Погрешность орторектификации рассчитана согласно рекомендациям в исследовании (Granshaw, Fountain, 2006). Область погрешности, шириной ½ значения среднеквадратической ошибки (½ $\text{RSME}_{x,y}$), построена вокруг контура каждого ледника и погрешность рассчитана как среднее соотношение исходной площади ледников к площади с буферной зоной. Значения погрешности орторектификации космических снимков ($\text{RSME}_{x,y}$) не превышали величины размера пикселя каждого изображения. Погрешность определения границ ледников оператором, согласно исследованию (Pauletal., 2013), принята равной 3,5%.

Погрешность в определении геодезического баланса массы ледников включала: вертикаль-

*Таблица 1.* **Динамика площади ключевых (опорных) ледников**

| Ледник | Площадь ледника по годам, км$^2$ | | | |
|---|---|---|---|---|
| | 1978 | 1999 | 2016 | 2021 |
| Центральный Туюксу | 2,71±0,70 | 2,67±0,11 | 2,28±0,09 | 2,22±0,14 |
| Иглы Туюксу | 0,98±0,49 | 0,92±0,13 | 0,80±0,04 | 0,72±0,08 |
| Маншук Маметовой | 0,37±0,19 | 0,34±0,03 | 0,25±0,04 | 0,24±0,07 |

ную точность ЦМР (Pléiades 2016) – системной ошибки ($E_1$), вычисленной путём сравнения абсолютной высоты ЦМР с 130 НКТ, полученными в ходе полевых измерений DGPS на не изменяющейся (стабильной) и свободной от льда поверхности. До корректировки σ = 1,5 м, после 0,7 м; погрешность DGPS прибора ($E_2$) составила 0,031, 0,026 и 0,032 м на ледниках Центральный Туюксу, Иглы Туюксу и Маншук Маметовой соответственно; случайная ошибка ($E_3$), возникающая при движении антенны, прикреплённой на геодезическую веху, положение вехи на неровной поверхности и проникновения вехи в снежную или фирновую поверхность. Принята ошибка 0,1 м, полученная в работе (Nolanetal., 2005). Общая ошибка рассчитывалась по формуле:

$$E = \pm(E_1^2 + E_2^2 + E_3^2)^{½}.$$

## Результаты

***Изменения площади опорных ледников по данным ДЗЗ.*** На основе анализа космических снимков проведена работа по определению площади опорных ледников за годы съёмки. В табл. 1 приведены изменения площади ледников, измеренные по данным ДЗЗ. Отслежена подробная динамика изменения площади ледников с 1978 по 2021 г. (см. рис. 2).

На основании динамики изменения площади исследуемых ледников рассчитана величина темпов деградации за весь 43-летний период исследований. Ледник Центральный Туюксу с 1978 по 2021 г. потерял более 18% своей площади, что составляет 0,42% в год, ледник Иглы Туюксу распался на три части и уменьшился на 26,5% (0,62% в год), а ледник Маншук Маметовой потерял 35,7% площади (0,83% в год). Наблюдается довольно сильный разброс величины темпов деградации. Это можно объяснить разными условиями ледниковых параметров (мощность льда, крутизна ледника, экспозиция, затенённость, наличие лавинного питания, строение и форма ложа и т.п.) и отличающимися микроклиматическими условиями. В целом эти 43-летние темпы деградации вполне соответствуют общему отрицательному тренду площади оледенения Заилийского Алатау с 1955 г. по настоящее время, который составляет – 0,78% в год. Эта величина практически не изменилась в сравнении с исследованиями оледенения этого региона по состоянию на 1990 г. (Вилесов, Уваров, 2001), 2008 г. (Кокарев, Шестерова, 2011) и 2017 г.

***Изменения объёма опорных ледников по данным ДЗЗ и наземного мониторинга, расчёт баланса массы геодезическим методом.*** Результаты исследований по изменению высоты поверхности и расчёту геодезического баланса массы ледников представлены на рис. 4 и табл. 2. В целом, распределение значений по абсолютной высоте показывает вполне ожидаемые результаты. Максимальные отрицательные значения отмечаются на языках ледников, в области абляции, с постепенным снижением, по мере увеличение абсолютной высоты, и переходом к нулевым или незначительным положительным значениям в области аккумуляции. Наибольшие потери льда, более 14 м за период 2016–2021 гг., отмечены на языке ледника Центральный Туюксу (см. рис. 4), при этом среднее понижение по всему леднику составило –3,72 или 0,74 м в год, усреднённый баланс массы составил –0,63 м в.э. в год. Всего за пятилетний период ледник потерял боле 8,4 млн м$^3$ льда.

На ледниках Иглы Туюксу и Маншук Маметовой значения снижения высоты поверхности очень близки и в среднем составили –3,32 и –3,39 м соответственно, при этом ледники потеряли 1,58 и 0,64 млн. м$^3$ льда соответственно. Несмотря на небольшую разницу усреднённых по всей площади значений понижения поверхности этих двух ледников с ледником Центральный Туюксу в языковой части отмечена существенная разница. Меньшие значения из-

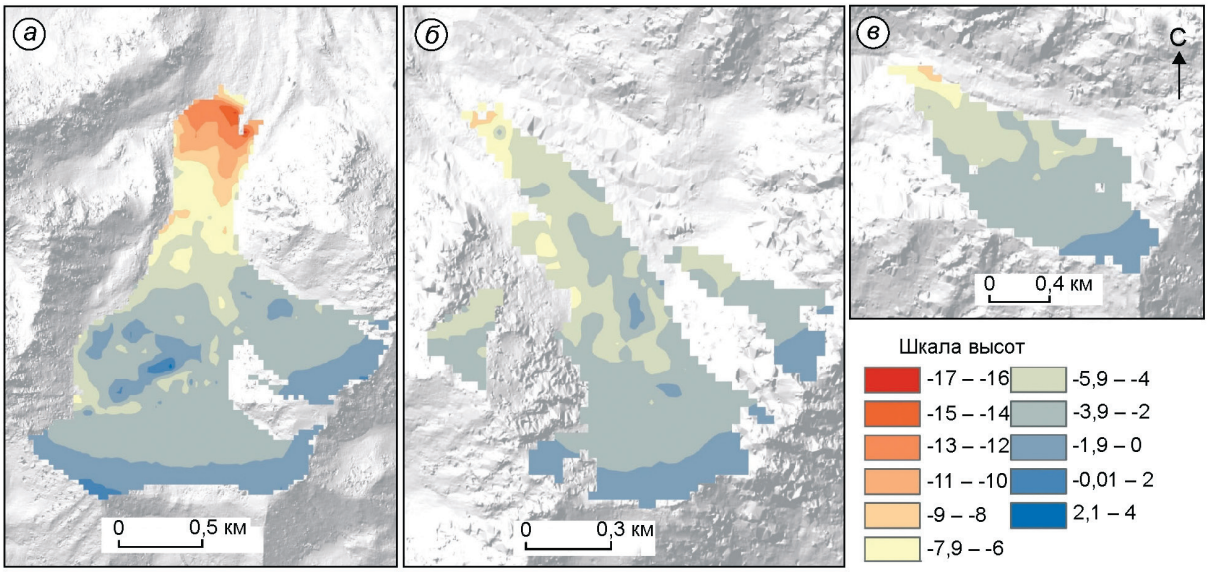



**Рис. 4.** Изменение высоты поверхности ледников (в метрах) за период 2016–2021 гг. по данным снимка Pléiades, дата съёмки 27.08.2016 г. и измерений с помощью прибора дифференциальной системы глобального позиционирования «South G6» в августе–сентябре 2021 г. Ледники: *а* – Центральный Туйыксу, *б* – Иглы Туйыксу, *в* – Маншук Маметовой

**Fig. 4.** Change in the height of the surface of glaciers (in meters) for the period 2016–2021 according to the data of Pléiades image (survey date is 27.08.2016) and measurement made in August–September 2021 using the device of the differential global positioning system "South G6". Glaciers: *а* – Central Tuiyksu, *б* – Igly Tuiyksu, *в* – Manshuk Mametova

менения высоты поверхности на языке ледника Иглы Туюксу, в сравнении с Центральным Туюксу, при почти одинаковой абсолютной высоте, возможно связаны с постепенным бронированием льда поверхностной мореной в этой области. Язык ледника Маншук Маметовой по абсолютной высоте, в среднем выше на 140–150 м, что сказывается на скорости таяния и влияет на разницу с языком ледника Центральный Туюксу. На близких абсолютных высотах (на участках с измерениями) темпы понижения поверхности практически идентичны.

***Сравнение результатов определения баланса массы ледника Центральный Туюксу геодезическим и гляциологическим методами.*** Проводимые наблюдения на леднике Центральный Туюксу дают возможность провести сравнения гляциологического и геодезического методов определения баланса массы ледника.

Сеть из пунктов наблюдения – деревянных реек на леднике Центральный Туюксу, в 1990-х – начале 2000-х годах постепенно сокращалась, наблюдения так же велись нерегулярно. В 2006–2007 гг. реечное поле полностью обновлено, было забурено 120 четырёхметровых реек и восстановилась регулярность наблюдений. Деревянные рейки на поверхности ледника в основном расположены в области абляции, так как бурение выше – в области аккумуляции не имеет смысла, из-за частых обвалов ледяных масс и схода лавин. По этой причине баланс в этой области определяется расчётным методом, основанным на 20-летних прямых наблюдениях (Макаревич, 2007). На рис. 5 показаны результаты измерений баланса массы ледника Центральный Туюксу за период 2016–2021 гг., полученного гляциологическим (полевые исследования на базе стационара Туюксу) и геодезическим методами. Необходимо учитывать, что карта гляциологического баланса массы до высоты 3800 м над ур. моря построена по данным, полученным с 97 точек (забуренных реек), а для верхней части ледника, по указанным выше причинам, по методу К.Г. Макаревича (Макаревич, 2007). Сумма годовых балансов, рассчитанных гляциологическим методом за период 2016–2021 гг., составила –2,9 м в.э., или –0,58 м в.э. в год, суммарный баланс, полученный геодезическим методом за этот период, составил –3,17 м в.э. или 0,63 м в.э. в год. Разница в балансе массы, наблюдаемая в

*Таблица 2.* **Изменение высоты поверхности, объёма и баланс массы ключевых ледников за период 2016–2021 гг.**

| Ледник | Изменение высоты поверхности, м | Изменение объёма, млн, $м^3$ | Баланс массы, $а^{-1}$, м. в.э. |
|---|---|---|---|
| Центральный Туюксу* | – | –8,36 | –0,58 |
| Центральный Туюксу** | –3,72±0,79 | –6,25±1,8 | –0,63±0,13 |
| Иглы Туюксу** | –3,32±0,8 | –1,58±0,6 | –0,56±0,14 |
| Маншук Маметовой** | –3,39±0,8 | –0,64±0,2 | –0,58±0,14 |

Анализ изменений показателей выполнен гляциологическим методом* и геодезическим методом**; прочерк – показатель не определялся.

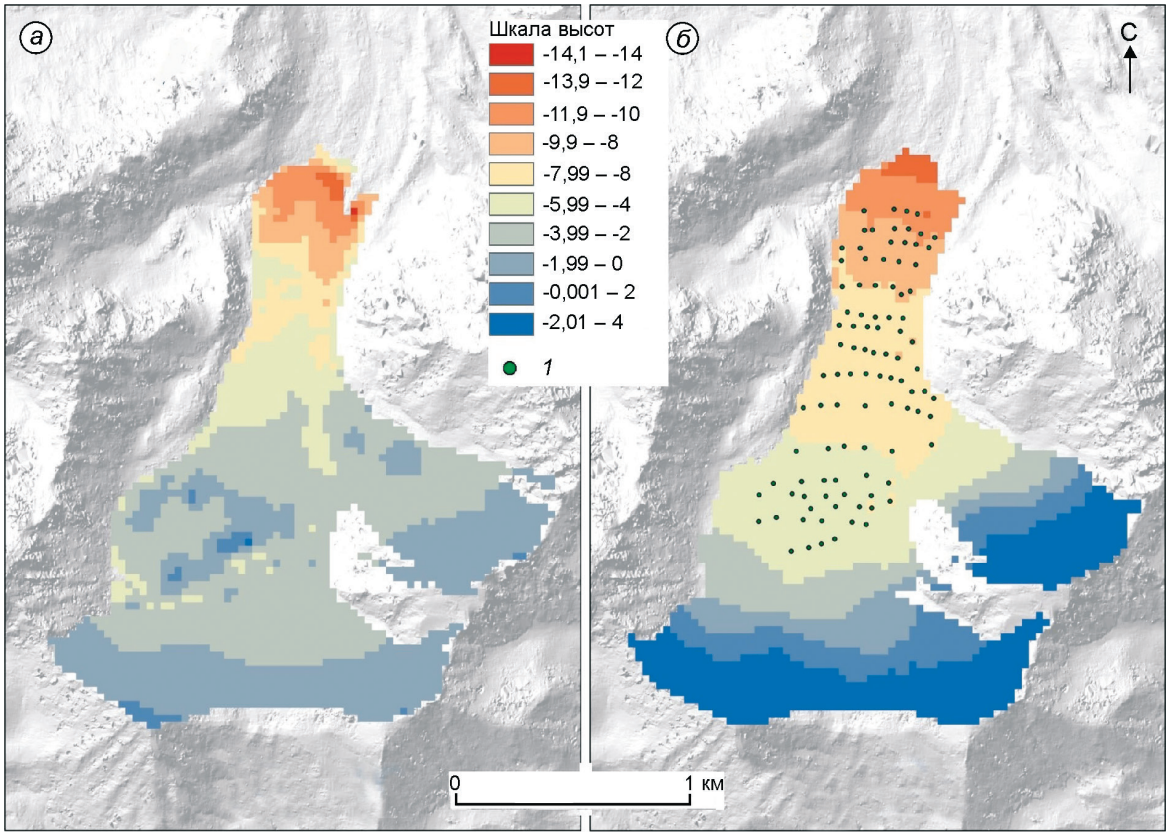



**Рис. 5.** Результаты изменения баланса массы ледника Центральный Туйыксу (в м.в.э.) за период 2016–2021 гг. полученных геодезическим (*а*) и гляциологическим (*б*) методами; *1* – точки (забуренные рейки).
**Fig. 5.** Results of changes in the mass balance of the Central Tuiyksu glacier (in m.w.e.) for the period 2016–2021 obtained by geodetic (*a*) and glaciological (*b*) methods; *1* – points (drilled rails).

области абляции (с покрытием рейками), может считаться следствием переноса массы из области аккумуляции в область абляции, которая не учитывается при расчёте баланса гляциологическим методом. Для расчёта выноса или так называемого внутреннего баланса массы требуются дополнительные исследования и расчёты на протяжении нескольких лет.

Таким образом, результаты сравнения методов масс-балансовых исследований ледников показывают, что метод геодезического баланса массы ледников по данным ДЗЗ и наземной съёмки DGPS вполне сопоставим с результатами гляциологических методов измерений и расчётов.

## Заключение

Проведена оценка современного состояния и баланс массы ключевых ледников за различные периоды. Работа выполнена на основе сочетания обработки и анализа данных ДЗЗ из космоса

и полевых измерений. Полевые измерения применялись для вычисления изменения высоты поверхности ледников в сравнении с имеющимися ЦМР, а также ЦМР высокого разрешения (Pléiades), по состоянию на 2016 г.

На основании динамики изменения площади выбранных ледников северного склона хребта Заилийский Алатау рассчитана величина темпов деградации. Ледник Центральный Туюксу с 1978 по 2021 г. потерял более 18% своей площади, что составляет 0,42% в год, ледник Иглы Туюксу уменьшился на 26,5% (0,62% в год), а ледник Маншук Маметовой потерял 35,7% площади (0,83% в год). В целом темпы деградации ключевых ледников вполне соответствуют общему темпу деградации оледенения Заилийского Алатау с 1955 г. по настоящее время.

Полученные результаты по изменению высоты поверхности и расчёту геодезического баланса массы исследуемых ледников позволяют сделать вывод, что распределение темпов стаивания льда по абсолютной высоте вполне могут применяться в горных системах Казахстана. Максимальные отрицательные значения отмечаются на языках ледников, в области абляции, с постепенным снижением, по мере увеличения абсолютной высоты, и переходом к положительным значениям в области аккумуляции. Наибольшие потери льда, более 14 м, отмечены за период 2016–2021 гг. на языке ледника Центральный Туюксу.

Предложенная методика дистанционной оценки баланса массы ледников по материалам ДЗЗ считается продолжением исследований, проводимых в этом направлении (Kapitsaatal., 2020). Особую ценность представляют натурные полевые измерения (с помощью дифференциального прибора DGPS South G6), которые позволяют с достаточно высокой точностью верифицировать натурные данные с ЦМР, полученными от сенсоров ДЗЗ. Ещё один немаловажный фактор улучшения имеющихся методик – многолетние исследования баланса массы ледника Центральный Туюксу, входящего в ВСМЛ.

Сравнение гляциологического (полевые исследования на базе стационара) и геодезического (анализ данных ДЗЗ) методов на основе результатов расчёта годового баланса массы ледника Центральный Туюксу за период 2016–2021 гг. показывает, что итоговые значения годового баланса, рассчитанные двумя методами, очень близки по значениям. Так, сумма годовых балансов, рассчитанных гляциологическим методом за этот период, составила –2,9 м в.э., что соответствует –0,58 м в.э. в год, баланс, рассчитанный геодезическим методом за этот период, составил –0,63 м в.э. в год.

Таким образом, результаты сравнения методов масс-балансовых исследований ледников показывают, что метод геодезического баланса массы ледников по данным ДЗЗ и наземной съёмки DGPS сопоставим с результатами гляциологических методов измерений и расчётов.

**Благодарности.** Работа выполнена в рамках научного проекта по грантовому финансированию AP09563261 Комитета науки Министерства образования и науки Республики Казахстан.
**Acknowledgements.** This work is completed in the frames of grant financing No AP09563261 of the Committee of Science of the Ministry of Education and Science of the Republic of Kazakhstan.

## Литература

*Вилесов Е.Н., Уваров В.Н.* Эволюция современного оледенения Заилийского Алатау в XX веке. Алматы: Казахский университет, 2001. 252 с.

Каталог ледников СССР. Т. 13. Вып. 2. Ч. 1. Л.: Гидрометеоиздат, 1967. 78 с.

*Кокарев А.Л., Шестерова И.Н.* Изменение ледниковых систем северного склона Заилийского Алатау во второй половине XX и начале XXI вв. // Лёд и Снег. 2011. № 4 (116). С. 39–46.

*Макаревич К.Г.* Методические аспекты исследований баланса массы и колебаний горных ледников. Краткое руководство по постановке и проведению

## Reference

*Vilessov Ye.N., Uvarov V.N. Evolyuciya sovremennogo oledeneniya Zailiyskogo Alatau v XX veke* Evolution of the modern glaciation of Zailiyskiy Alatau in the 20th century. Almaty: Kazakh University, 2001: 252. [In Russian].

Katalog lednikov SSSR. USSR Glacier Inventory. V. 13. Is. 2. Pt. 1. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1967: 78. [In Russian].

*Kokarev A.L., Shesterova I.N.* Changes in the glacial systems of the northern slope of Zailiyskiy Alatau in the second half of the XX and early XXI centuries. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2011, 4 (116): 39–46. [In Russian].

*Makarevich K.G.Metodicheskie aspekty issledovaniy balansa massy i kolebaniy gornyh lednikov. Kratkoe ruko-*

полевых наблюдений, и камеральной обработке данных. Алматы; Гылым, 2007. 104 с.

*Barandun, M., Huss, M., Usubaliev, R., Azisov, E., Berthier, E., Kääb, A., Bolch, T., Hoelzle, M.* Multi-decadal mass balance series of three Kyrgyz glaciers inferred from modelling constrained with repeated snow line observations // The Cryosphere. 2018. № 12. P. 1899–1919. doi: 10.5194/tc-12-1899-2018.

*Barandun M., Pohl E., Naegeli K., McNabb R., Huss M., Berthier E., Saks T., Hoelzle M.* Hot spots of glacier mass balance variability in Central Asia // Geophys. Research Letters. 2021. № 48. e2020GL092084 p. doi: 10.1029/2020GL092084.

*Bhattacharya A., Bolch T., Mukherjee K., King O., Menounos B., Kapitsa V., Neckel N., Yang W.f, Yao T.* High Mountain Asian glacier response to climate revealed by multi-temporal satellite observations since the 1960 s // Nature Communic. 2021. № 12. 4133 p. doi: 10.1038/s41467-021-24180-y.

*Brun F., Berthier E., Wagnon P., Kääb A., Treichler D.* A spatially resolved estimate of High Mountain Asia glacier mass balances, 2000–2016 // Nature-Geoscience.2017. № 10. P. 668–673. doi: 10.1038/NGEO2999.A.

*Chen Y., Li W., Deng H., Fang G., and Li Z.* Changes in Central Asia's Water Tower: Past, Present and Future // Scientific Reports. 2016. № 6. 35458. doi: 10.1038/srep35458.

*Dyurgerov M.B., Meier M.F.* Glaciers and the Changing Earth System: A 2004 Snapshot. Institute of Arctic and Alpine Research University of Colorado // ISTAAR Occasional Paper. 2005. № 58. 117 p.

*Granshaw F.D., Fountain A.G.* Glacier change (1958–1998) in the North Cascades National Park Complex, Washington, USA. // Journ. of Glaciology. 2006. V. 52. № 177. P. 251–256. doi: 10.3189/172756506781828782.

*Huss M.* Density assumptions for converting geodetic glacier volume change to mass change // The Cryosphere. 2013. № 7. P. 877–887. doi: 10.5194/tc-7-877-2013.

*Huss M., Hock R.* Global-scale hydrological response to future glacier mass loss // Nature Climate Change. 2018. № 8. P. 135–140. doi: 10.1038/s41558-017-0049-x.

*Kääb A., Strozzi T., Bolch T., Caduff R., Trefall, H., Stoffel M., Kokarev A.* Inventory, motion and acceleration of rock glaciers in Ile Alatau and Kungöy Ala-Too, northern Tien Shan, since the 1950s // The Cryosphere. 2021. № 15. P. 927–949. doi: 10.5194/tc-15-927-2021.

*Kapitsa V., Shahgedanova M., Severskiy I., Kasatkin N., White K. and Usmanova Z.* Assessment of Changes in Mass Balance of the Tuyuksu Group of Glaciers, Northern Tien Shan, between 1958 and 2016 Using Ground-Based Observations and Pléiades Satellite Imagery // Front. in Earth Science. 2020. V. 8. № 259. P. 1–14. doi: 10.3389/feart.2020.00259.

*vodstvo po postanovke i provedeniyu polevyh nablyudeniy i kameralnoy obrabotke dannyh*. Methodical aspects of investigating the mass balance and fluctuations of mountain glaciers. A brief guide to setting up and conducting field observations and office data processing. Almaty, 2007: 104. [InRussian].

*Barandun, M., Huss, M., Usubaliev, R., Azisov, E., Berthier, E., Kääb, A.,Bolch, T., and Hoelzle, M.* Multi-decadal mass balance series of three Kyrgyz glaciers inferred from modelling constrained with repeated snow line observations. The Cryosphere. 2018, 12: 1899–1919. doi: 10.5194/tc-12-1899-2018.

*Barandun M., Pohl E., Naegeli K., McNabb R., Huss M., Berthier E.,Saks T., HoelzleM.* Hot spots of glacier mass balance variability in Central Asia. Geophys. Research Letters. 2021. 48: e2020GL092084.doi: 10.1029/2020GL092084.

*Bhattacharya A., Bolch T., Mukherjee K., King O., Menounos B., Kapitsa V., Neckel N.,Yang W.f., Yao T.* High Mountain Asian glacier response to climate revealed by multi-temporal satellite observations since the 1960s. Nature Communic. 2021, 12: 4133. doi: 10.1038/s41467-021-24180-y.

*Brun F., Berthier E., Wagnon P., Kääb A. and Treichler D. A* spatially resolved estimate of High Mountain Asia glacier mass balances, 2000–2016. NatureGeoscience. 2017, 10: 668–673. doi: 10.1038/NGEO2999.A.

*Chen Y., Li W., Deng H., Fang G., and Li Z.* Changes in Central Asia's Water Tower: Past, Present and Future. Scientific Reports. 2016, 6: 35458. doi: 10.1038/srep35458.

*Dyurgerov M.B., Meier M.F.* Glaciers and the Changing Earth System: A 2004 Snapshot. Institute of Arctic and Alpine Research University of Colorado. ISTAAR Occasional Paper. 2005, 58: 117.

*Granshaw F.D., Fountain A.G.* Glacier change (1958–1998) in the North Cascades National Park Complex, Washington, USA. Journ. of Glaciology. 2006, 52 (177): 251–256. doi: 10.3189/172756506781828782.

*Huss M.* Density assumptions for converting geodetic glacier volume change to mass change. The Cryosphere. 2013, 7: 877–887. doi: 10.5194/tc-7-877-2013.

*Huss M. and Hock R.* Global-scale hydrological response to future glacier mass loss. Nature Climate Change. 2018, 8: 135–140. doi: 10.1038/s41558-017-0049-x.

*Kääb A., Strozzi T., Bolch T., Caduff R., Trefall, H., Stoffel M., Kokarev A.* Inventory, motion and acceleration of rock glaciers in Ile Alatau and Kungöy Ala-Too, northern Tien Shan, since the 1950s. The Cryosphere. 2021, 15: 927–949. doi: 10.5194/tc-15-927-2021.

*Kapitsa V., Shahgedanova M., Severskiy I., Kasatkin N., White K. and Usmanova Z.* Assessment of Changes in Mass Balance of the Tuyuksu Group of Glaciers, Northern Tien Shan, between 1958 and 2016 Using Ground-Based Observations and Pléiades Satellite Im-

*Li H, Wang P, Li Z, Jin S, Xu C, Liu S, Zhang Z, Xu L.* An application of three different field methods to monitor changes in Urumqi Glacier No. 1, Chinese Tien Shan, during 2012–2018 // Journ. of Glaciology. 2022. V. 68. № 267. P. 41–53. doi: 10.1017/jog.2021.71.

*Nolan M, Arendt A, Rabus B., Hinzman L.* Volume change of McCall Glacier, Arctic Alaska, USA, 1956–2003. // Annals of Glaciology. 2005. № 42. P. 409–416. doi: 10.3189/172756405781812943.

*Paul F., Barrand N.E., Baumann S., Berthier E., Bolch T., Casey K., Frey H., Joshi S.P., Konovalov V., Le Bris R., Mölg N., Nosenko G., Nuth C., Pope A., Racoviteanu A., Rastner P., Raup B., Scharrer K., Steffen S., Winsvold S.* On the accuracy of glacier outlines derived from remote-sensing data // Annals of Glaciology. 2013. № 54. V. 63. P. 171–182. doi: 10.3189/2013AoG63A296.

*Pieczonka T., Bolch T.* Region-wide glacier mass budgets and area changes for the Central Tien Shan between ~1975 and 1999 using Hexagon KH-9 imagery // Global and Planetary Change. 2015. № 128. P. 1–13. doi: 10.1016/j.gloplacha.2014.11.014.

*Severskiy I., Vilesov E., Armstrong R., Kokarev A., Kogutenko L., Usmanova Z., Morozova V., Raup B.* Changes in glaciation of the Balkhash-Alakol basin, central Asia, over recent decades // Annals of Glaciology. 2016. № 57 (71). P. 382–394. doi: 10.3189/2016AoG71A575.

*Shahgedanova M., Afzal M., Hagg W., Kapitsa V., Kasatkin N., Mayr E., Rybak O., Saidaliyeva Z., Severskiy I., Usmanova Z., Wade A., Yaitskaya N.* Emptying water towers? Impacts of future climate and glacier change on river discharge in the Northern Tien Shan, Central Asia // Water. 2020. № 12. V. 3. 627 p. doi: 10.3390/w12030627.

*Stocker T. F., Qin D., Plattner G.K., Tignor M., Allen S.K., Boschung J., Nauels A., Xia Y., Bex B., Midgley B.* IPCC, 2013: climate change 2013: the physical science basis. Contribution of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. New York, NY, USA, Cambridge University Press. 2013. 1535 p.

*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. doi: 10.1038/s41586-019-1071-0.

*Zemp M., Roer I., Kääb A., Hoelzle M., Paul F., Haeberli W.* WGMS (2008): global glacier changes: facts and figures. World Glacier Monitoring Service. 2008. 45 p.

agery // Front. in Earth Science. 2020, 8 (259): 1–14. doi: 10.3389/feart.2020.00259.

*Li H, Wang P, Li Z, Jin S, Xu C, Liu S, Zhang Z, Xu L.* An application of three different field methods to monitor changes in Urumqi Glacier No. 1, Chinese Tien Shan, during 2012–2018. Journ. of Glaciology. 2022, 68 (267): 41–53. doi: 10.1017/jog.2021.71.

*Nolan M, Arendt A, Rabus B., Hinzman L.* Volume change of McCall Glacier, Arctic Alaska, USA, 1956–2003. Annals of Glaciology. 2005, 42: 409–416. doi: 10.3189/172756405781812943.

*Paul F., Barrand N.E., Baumann S., Berthier E., Bolch T., Casey K., Frey H., Joshi S.P., Konovalov V., Le Bris R., Mölg N., Nosenko G., Nuth C., Pope A., Racoviteanu A., Rastner P., 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. doi: 10.3189/2013AoG63A296.

*Pieczonka T., Bolch T.* Region-wide glacier mass budgets and area changes for the Central Tien Shan between ~1975 and 1999 using Hexagon KH-9 imagery. Global and Planetary Change. 2015, 128: 1–13. doi: 10.1016/j.gloplacha.2014.11.014.

*Severskiy I., Vilesov E., Armstrong R., Kokarev A., Kogutenko L., Usmanova Z., Morozova V., Raup B.* Changes in glaciation of the Balkhash-Alakol basin, central Asia, over recent decades. Annals of Glaciology. 2016, 57 (71): 382–394. doi: 10.3189/2016AoG71A575.

*Shahgedanova M., Afzal M., Hagg W., Kapitsa V., Kasatkin N., Mayr E., Rybak O., Saidaliyeva Z.,Severskiy I., Usmanova Z., Wade A., Yaitskaya N.*Emptying water towers? Impacts of future climate and glacier change on river discharge in the Northern Tien Shan, Central Asia. Water. 2020, 12 (3): 627. doi: 10.3390/w12030627.

*Stocker T. F., Qin D., Plattner G.K., Tignor M., Allen S.K., Boschung J., Nauels A., Xia Y., Bex B., Midgley B.* IPCC, 2013: climate change 2013: the physical science basis. Contribution of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. – New York, NY, USA, Cambridge University Press. 2013:1535.

*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: 382–386. doi: 10.1038/s41586-019-1071-0.

*Zemp M., Roer I., Kääb A., Hoelzle M., Paul F., Haeberli W.* WGMS (2008): global glacier changes: facts and figures. World Glacier Monitoring Service. 2008: 45.

# Снежный покров и снежные лавины

УДК 004.94:533.6.01 DOI: 10.31857/S2076673422040150, EDN: MHMQAQ

## Численное моделирование осаждения снега вблизи снегозадерживающих заборов

© 2022 г. К.Ю. Литвинцев[1,2*], А.А. Гаврилов[1,2], А.А. Дектерев[1,2], Ю.Н. Захаринский[1], А.В. Минаков[1], С.А. Филимонов[1,2], К.А. Финников[1]

[1]Сибирский федеральный университет, Красноярск, Россия;
[2]Институт теплофизики им. С.С. Кутателадзе СО РАН, Красноярск, Россия
*sttupick@yandex.ru

## Numerical simulation of snow deposition around structural snow fences

K.Yu. Litvintsev[1,2*], A.A. Gavrilov[1,2], A.A. Dekterev[1,2], Yu. N. Zaharinsky[1], A.A. Minakov[1], S.A. Filimonov[1,2], K.A. Finnikov[1]

[1]Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia;
[2]Kutateladze Institute of Thermophysics of the Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Krasnoyarsk, Russia
*sttupick@yandex.ru

*Received May 20, 2022 / Revised July 19, 2022 / Accepted October 7, 2022*

**Keywords:** ***blowing snow, snow deposition, numerical simulation, snow fences.***

**Summary**

The results of numerical modeling of the influence of geometric characteristics of snow-protecting fences on the intensity of snow deposition at the initial stage of formation, that is, without taking into account the influence of the dynamics of the shape of the snow cover surface, are presented. In the most industrialized and densely populated region on the Arctic Krasnoyarsk Territory – the industrial City of Norilsk, daily snowfall can exceed 50 mm, the snow depth reaches, on the average, 47 cm (the largest is 70 cm), while the wind speed – 25–30 m/s. This promotes formation of snow deposition on roads, in residential areas as well as in industrial sites and infrastructure facilities, which hampers and sometimes completely stops operation of them. As part of the solution of these problems, a software package has been developed aimed at numerical modeling of snow transport processes and implementing the snow protection measures. To simulate the dynamics of the wind-induced snow drift, a microscale model of the atmospheric boundary layer was used together with a diffusion-inertial description of the transport of the snow dispersed phase. Analysis of the calculation results shows that the width of the plates, as well as their spatial orientation, have insignificant effect on the snow-holding capacity of fences. The size of the gaps between the rails and the height of the lower gap exerts the greatest influence on the distribution of the intensity of snow deposition, both on the leeward and windward sides of the fence. In general, we can talk about the relationship between the wind speed field formed during the drift around the fence and the distribution of the snow deposition intensity. Thus, a relative decrease in the average wind speed from the leeward side of the fence increases the precipitation intensity. The presented results of numerical modeling do not contradict data of field observations previously obtained by other authors, and, thus, the developed software package allows comparing effectiveness of different snow-protecting constructions.

**Citation:** Litvintsev K.Yu., Gavrilov A.A., Dekterev A.A., Zaharinsky Yu.N., Minakov A.A., Filimonov S.A., Finnikov K.A. Numerical simulation of snow deposition around structural snow fences. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2022, 62 (4): 539–550 [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673422040150, edn: mhmqaq

*Поступила 20 мая 2022 г. / После доработки 19 июля 2022 г. / Принята к печати 7 октября 2022 г.*

**Ключевые слова:** ***вычислительная гидродинамика, снегоперенос, снегозащитные устройства.***

Описывается математическая модель переноса снега ветром, реализованная в программном инструменте, предназначенном для разработки снегозащитных мероприятий. С его помощью проведено численное исследование влияния геометрических параметров снегозащитных заборов на интенсивность осаждения снега вблизи них. Показано, что наибольшее влияние оказывают просветность и высота нижнего зазора забора.

## Введение

Красноярский край занимает почти 14% территории России. Протяжённость Красноярского края с севера на юг около 3000 км, и подавляющая его часть находится в области Крайнего Севера. Красноярский край богат природными ресурсами, значительная часть которых также сосредоточена в северных и арктических частях края. Одной из проблем, связанных с освоением этих территорий, считается образование снежных отложений и заносов на объектах инфраструктуры. Северная часть Красноярского края относится к пятому дорожно-климатическому району (районы особенно трудной снегоборьбы). Так, для наиболее промышленно развитой и густонаселённой области Заполярья Красноярского края – Норильского промышленного района – по метеоданным суточное выпадение снега может превышать 50 мм, толщина снежного покрова в среднем достигать 47 см (наибольшая 70 см), а скорость ветра – 25–30 м/с. Всё это приводит к формированию снежных отложений на дорогах и в жилых районах, промышленных и инфраструктурных объектах, которые затрудняют, а иногда и полностью останавливают их эксплуатацию. Нарушается нормальное функционирование транспортных систем и основных инженерных коммуникаций, обеспечивающих жизнеобеспечение населения и деятельность промышленных предприятий. Поэтому совершенствование методов борьбы со снежными заносами и отложениями – актуальная задача, особенно в условиях Крайнего Севера.

## Постановка проблемы

Основной способ борьбы с образованием снегозаносов на дорогах – установка различных типов снегозащитных устройств или проведение снегозащитных мероприятий, суть которых сводится к уменьшению снегоприноса к объектам защиты за счёт накопления снега на снегосборных системах или сооружениях, а также формированию условий, препятствующих осаждению снега на объекте защиты. В России методы борьбы с образованием снежных заносов и создание теоретических основ для прогнозирования снегопереноса и осаждения снега активно разрабатывались примерно до 1970-х годов. Существующая на данный момент в России методология проектирования и способы реализации снегозащитных мероприятий основаны на накопленных к тому времени опыту борьбы со снегом и знаниях о механизмах переноса и осаждения снега (Дюнин, 1963; Бялобжеский и др., 1983). Модели расчёта снегопереноса и объёма снежных отложений основаны на балансовых и эмпирических соотношениях. В России на данный момент отсутствуют отечественные программные инструменты, позволяющие рассчитывать снегоперенос и формирование снежных отложений с применением численных методов для проведения научных и прикладных исследований и решения задач проектирования.

Разработкой и развитием современных методов вычислительной гидродинамики, связанных с исследованием процессов переноса снега и образования снежных заносов и отложений для различных приложений, занимаются за рубежом (Tominaga, 2018; Giudice и др., 2019; Tominaga, Stathopoulos, 2020). Анализ литературы показывает, что для моделирования указанных процессов в основном применяются следующие подходы: аэродинамические модели (Constantinescu и др., 2015; McClurea и др., 2017; Petrie и др., 2019); эйлеровы модели (Sundsbo, 1996; Naaim и др., 1998; Beyersa и др., 2004; Thiis, Ramberg, 2008; Kang и др., 2018; Cao и др., 2019); лагранжевы модели (Wang, Huang, 2017; Gao и др., 2018), LBM (The Lattice Boltzmann method) – методы решёточных уравнений Больцмана (Masselot A., Chopard, 1998; Giangreco, 2010) и методы клеточных автоматов (Sharma и др., 2019). Из перечисленных подходов наибольшего прогресса в этой области удалось достичь с применением эйлеровых моделей. Данный подход наиболее общий для решения рассматриваемых задач, он позволяет описывать не только процессы переноса снега, но и моделировать процесс образования, роста и разрушения снежных заносов.

В работе представлен численный анализ влияния геометрических характеристик снегозадерживающих заборов с привлечением разрабатываемого программного инструмента, предназначенного для моделирования снегопереноса на основе методов вычислительной гидродинамики с применением эйлерова подхода для описания движения снежной взвеси. При создании указанного про-

граммного инструмента применяются авторские наработки в области численного моделирования процессов гидродинамики и тепломассопереноса (Dekteryev и др., 2017).

## Математическая модель образования снеговых заносов

Для основных задач аэродинамики и снегопереноса считается, что течение воздушных потоков, которые обусловливают поведение снега в пространстве и образование снежных отложений, описываются течением несжимаемой жидкости. Скорость ветра, при которой наблюдается низовая метель, составляет от 5 м/с (Бялобжеский и др., 1983), что в свою очередь, указывает на турбулентный характер течения. Для описания ветрового потока применяется микромасштабная метеорологическая модель, разработанная для изучения процессов, протекающих в атмосфере города (Filimonov и др., 2021; Мешкова и др., 2021). Математическая модель основывается на нестационарных осреднённых по Рейнольдсу уравнениях Навье–Стокса для несжимаемых течений с переменной плотностью и включает в себя:

уравнение неразрывности: $\partial\rho/\partial t + \nabla\cdot(\rho\boldsymbol{U}) = 0$;

уравнение движения: $\mathrm{d}\boldsymbol{U}/\mathrm{d}t = -\nabla p + g\cdot\rho_{ref}\cdot(\theta_{ref} - \theta)/\theta_{ref} + \nabla[\mu(\nabla\boldsymbol{U} + \nabla\boldsymbol{U}^T)] + \nabla\cdot T_t$,

уравнение сохранения энергии: $\rho C_p(\mathrm{d}\theta/\mathrm{d}t) = \nabla\cdot[(\lambda + (\mu_t C_p/Pr_t))\nabla\theta]$,

где $\boldsymbol{U}$ – вектор скорости; $\rho$ – плотность; $\theta$ – потенциальная температура; $\theta_{ref}$ и $\rho_{ref}$ – потенциальная температура и плотность на высоте $h$ в соответствии с начальным и граничным распределением; $p$ – осреднённое давление; $\mu$ – динамическая вязкость; $T_t$ – тензор рейнольдсовых напряжений.

Для описания турбулентных характеристик применяется двухпараметрическая *URANS k-ω SST* модель (Menter, 1994). В качестве граничных условий на входе задаются распределение скорости, потенциальной температуры и турбулентных характеристик для нейтральной атмосферы ($\theta(h) = \mathrm{const}$) (Louis, 1979):

$u(z) = (u_*/K)\cdot\ln(z/z_0)$, $\varepsilon = u_*^3/(Kz)$, $k(z) = u_*^2/C_\mu^{1/2}$,

где $K = 0{,}4$ – константа Кармана; $u_*$ – динамическая скорость атмосферного пограничного слоя; константа $C_\mu = 0{,}09$.

Для моделирования переноса снежной взвеси применяется метод моделирования двухфазного течения, основанный на эйлеровом континуальном представлении несущей газовой фазы и дисперсной фазы твёрдых частиц. Установившиеся или слабо меняющиеся во времени течения снежной взвеси характеризуются малостью динамического времени релаксации частиц по сравнению с гидродинамическим временем. В этом случае полная двухскоростная модель сводится к модели с квазиравновесной скоростью межфазного скольжения. Такое приближение справедливо для малоинерционных частиц и называется диффузионно-инерционным описанием переноса частиц (Zaichik и др., 2010).

Частицы снега предполагаются сферами с постоянным диаметром и постоянной плотностью. Объёмная концентрация частиц снега $\varphi$ характеризует долю объёма, занимаемой дисперсной фазой. В диффузионно-инерционной модели уравнение сохранение массы дисперсной фазы принимает вид конвективно-диффузионного уравнения переноса объёмной концентрации частиц:

$\partial\varphi/\partial t + \nabla\cdot[\varphi(\boldsymbol{U} + \boldsymbol{U}_r)] - \nabla\cdot((\nu_t/\sigma_\varphi)\nabla\varphi) = 0$,

где $\nu_t$ – коэффициент турбулентной вязкости; $\sigma_\varphi$ – турбулентное число Шмидта, равное 0,9; $\boldsymbol{U}_r$ – скорость межфазного скольжения.

Уравнение на осреднённую скорость частиц сводится к алгебраическому уравнению на скорость межфазного скольжения:

$\boldsymbol{U}_r = (\tau_p(\rho_p - \rho)/\rho_p)(\boldsymbol{g} - (\mathrm{d}\boldsymbol{U}/\mathrm{d}t))$,

где $g$ – ускорение свободного падения; $\tau_p$ – время релаксации частиц; $\rho_p$ – плотность частиц.

Время динамической релаксации одиночной сферической частицы в безграничном потоке определяется как

$\tau_p = 4\rho_p d_p/(3\rho C_D|\boldsymbol{U}_r|)$,

где $C_D$ – коэффициент сопротивления.

Этот коэффициент описывается аппроксимацией Шиллера–Неймана: $C_D(Re) = (24/Re_p)\times(1{,}0 + 0{,}15Re_p^{0{,}687})$, где относительное число Рейнольдса для дисперсной фазы определяется по свойствам несущей фазы и относительной

скорости $Re_p = \rho d_p \cdot |\boldsymbol{U}_r| / \mu$. В модели отсутствуют следующие факторы и явления: турбофорез, подъёмная сила в сдвиговом потоке, межчастичные взаимодействия, влияние частиц на турбулентность, анизотропия турбулентных напряжений, эффект пересечения траекторий.

На поверхности применяют граничное условие первого рода на концентрацию частиц снега $\varphi = \varphi_0$, где $\varphi_0$ – равновесная концентрация снега в слое сальтации (Marsh и др., 2020):

$$\varphi_0 = \rho_{air}(3{,}29u^*\rho_p)^{-1} max(0{,}1 - (u_t^2/u^{*2})),\ u^* = (\tau/\rho_{air})^{1/2},$$
$$u_t = 0{,}35 + (T - 273{,}15)/150 + (T - 273{,}15)^2/8200,$$

где $\tau$ – напряжение на поверхности; $u_t$ – пороговое значение динамической скорости, м/с; $T$ – температура воздуха в приземном слое.

Допущение равновесности слоя сальтации предполагает, что интенсивность осаждения снега из слоя сальтации на неподвижную поверхность равна интенсивности эрозии. Данное допущение может применяться при низких метелевых скоростях. Описанная модель снеговетропереноса позволяет оценивать только начальный этап образования снежных отложений, так как не учитывает влияние динамики формы поверхности снежного покрова.

**Постановка задачи**

Для оценки влияния на формирования снежных отложений геометрических параметров заборов (просветность, относительная величина зазора, горизонтальное или вертикальное расположение досок) проведены расчёты с применением описанной математической моделью снегопереноса. Схема моделируемых снегозадерживающих заборов приведена на рис. 1, в соответствии с ней: $H$ – высота забора, м; $h$ – высота нижнего зазора, м; $a$ – ширина пластины на панели забора, м; $b$ – зазор между пластинами, м; $P = b/(a + b)\cdot 100\%$ – просветность панели забора, %. Высота забора $H$ для всех вариантов 6 м, что соответствует максимальной высоте существующих заборов на севере Красноярского края. Скорость ветра принималась равной 10 м/с на высоте флюгера (10 м), что отвечает относительно слабому снегопереносу. Сетка для разных вариантов заборов составляла величину от 1,6 до 2,0 млн расчётных ячеек.

Выбор вариантов геометрических параметров заборов для расчётных исследований обусловлен анализом практики применения снегозадерживающих устройств в мире (Tabler, 2003), в России

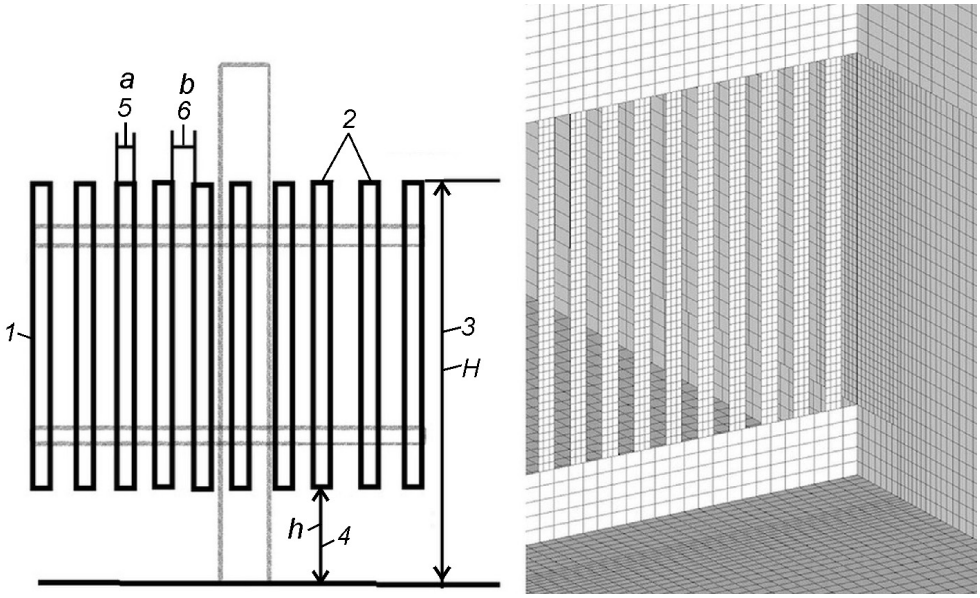



**Рис. 1.** Геометрические параметры снегозадерживающего забора (слева):
*1* – панель забора; *2* – пластина; *3* – высота забора *H*; *4* – высота нижнего зазора *h*; *5* – ширина пластины на панели забора; *6* – зазор между пластинами; дискретизация расчётной области (справа) вблизи забора

**Fig. 1.** Geometry of the snow fence (left):
*1* – fence panel; *2* – board; *3* – height of the fence *H*; *4* – height of the bottom gap *h*; *5* – width of the boards on the fence panel; *6* – gap between the boards; discretization of the calculation domain (right) near the fence

**Характеристика основных вариантов расчётов***

| Номер варианта | Описание | Комментарий |
|---|---|---|
| *1* | $P = 50\%$; $h = 1{,}0$ м; вертикальные пластины | Базовый вариант |
| *2* | $P = 70\%$; $h = 1{,}0$ м; вертикальные пластины | Увеличение просветности |
| *3* | $P = 33\%$; $h = 1{,}0$ м; вертикальные пластины | Уменьшение просветности |
| *4* | $P = 50\%$; $h = 1{,}5$ м; вертикальные пластины | Увеличение нижнего зазора |
| *5* | $P = 50\%$; $h = 0{,}6$ м; вертикальные пластины | Уменьшение нижнего зазора |
| *6* | $P = 50\%$; $h_{=}1{,}0$ м; горизонтальные пластины | Изменение ориентации пластин |

*$P$ – просветность забора; $h$ – высота нижнего зазора.

(Бялобжеский и др., 1983) и на севере Красноярского края. Согласно данным исследований, наиболее эффективной просветностью заборов для максимального объёма снегозадержания считается величина 50–55%; в России для двурядных систем в целях экономии предлагается применять для дальних от объектов защиты рядов просветность в 70%. На севере Красноярского края просветность оставшихся в удовлетворительном состоянии заборов колеблется от 60 до 70%. Поэтому выбраны варианты расчётов с просветностью 50 и 70% Дополнительно рассмотрен вариант с просветностью 33% для анализа изменения интенсивности осаждения снега в зависимости от просветности. Для существующих 6-метровых заборов на севере Красноярского края высота нижнего зазора может достигать 1,5 м, что обосновывалось необходимостью учёта фоновой глубины снега. В работах (Бялобжеский и др., 1983; Tabler, 2003) высота нижнего зазора не связана с высотой фонового снега и составляет от 0,1 до 0,15$H$ для 6-метрового забора от 0,6 до 0,9 м соответственно. На основании этого рассмотрены три варианта высоты нижнего зазора 0,6 и 1,5 м (как крайние) и 1 м как промежуточный между ними.

При строительстве заборов могут применяться две схемы крепления досок на панели: вертикальная и горизонтальная. Вертикальное расположение пластин рекомендуется для деревянных заборов, так как в период весеннего таяния при оседании снежных валов расположенные горизонтально доски, работающие на изгиб, отрываются или ломаются (Бялобжеский и др., 1983). Однако заборы с горизонтальным расположением пластин, в том числе деревянных, эксплуатируются в США, что позволяет в случае забивания нижнего зазора применять горизонтальный зазор между пластинами вместо него (Tabler, 2003; Sanudo-Fontaneda и др., 2011). На основании всего этого необходимо оценить влияние ориентации пластин непосредственно на осаждение снега. Все варианты расчётов приведены в таблице.

## Результаты численных исследований

Для базового варианта забора (см. таблицу) представлен наиболее детальный анализ течения снега. Изменения в характере обтекания забора снеговетровым потоком и интенсивности осаждения снега для остальных вариантов рассматриваются относительно базового.

При набегании снеговетрового потока на забор (см. таблицу) происходит его торможение перед панелью (рис. 2), а под панелью (в области нижнего зазора) и над ней, наоборот, происходит ускорение потока (рис. 3). Возмущение в потоке, вызванное обтеканием забора, простирается достаточно далеко, более чем на 20$H$ (максимально рекомендуемое расстояние между забором и объектом защиты (Бялобжеский и др., 1983). Помимо основной области возмущения, выделены ещё две локальные зоны: высокоскоростной поток в приземной области и низкоскоростную область за панелью забора. Первая зона отвечает за выдувание снега под забором и в некоторой области за ним и препятствует заносу снегом самого забора. Для первого варианта в высокоскоростной зоне падение скорости от максимального значения (под панелью забора) в два раза происходит на расстоянии ~5$H$. Вторая зона ограничивается областью, в которой происходит выравнивание потока, когда высокоскоростные верхняя и нижняя зоны смыкаются, и для базового варианта её длина составляет примерно 16$H$ (см. рис. 3, вариант *1*). Сразу за забором на начальном участке второй зоны в горизонтальной плоскости формируется периодическая структура течения, состоящая из перемежающихся областей с ускоренным потоком в зазорах между пластинами и вихревыми зонами непосредственно за пластинами. Протяжённость данной области небольшая – менее трети высоты забора, после чего вихри исчезают и происхо-

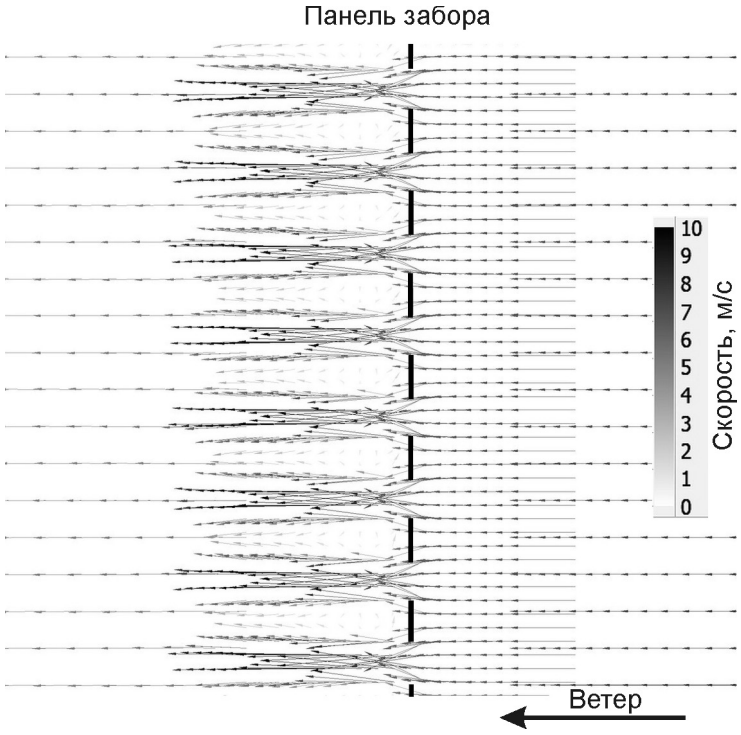



**Рис. 2.** Векторное поле скорости в горизонтальном сечении на высоте 4 м от земли вблизи забора с вертикальными пластинами, $P = 50\%$, м/с.
Формирование вихревых зон за пластинами и областей локального ускорения потока в зазорах между пластинами
**Fig. 2.** Velocity vector fieldin the horizontal plane at the height 4 m near the fence with the porosity $P = 50\%$, m/s, and the vertical boards.
Formation of a vortex behind the boards and areas of local flow acceleration in the gaps between the boards are visible

дит выравнивание потока (см. рис. 2). Несмотря на то, что периодическая структура имеет небольшую протяжённость, вызванная ей горизонтальная неоднородность потока протягивается существенно дальше.

При обтекании ветровым потоком забора происходит интенсивный рост турбулентной энергии. Максимальная генерация турбулентности наблюдается непосредственно в области решётчатой панели, а наиболее протяжённая образуется при срыве воздушного потока с верхней кромки забора. Данная область – зона турбулентного перемешивания между ускоренным и внешним потоками (Tabler, 2003). Генерируемая турбулентность в нижней части забора (под панелью) достаточно быстро затухает из-за аэродинамического сопротивления поверхности (рис. 4).

На рис. 5 представлено распределение концентрации снега в слое сальтации для варианта *1* (см. таблицу), которая напрямую определяется значением напряжения на поверхности $\tau$ и связана со скоростью в приземной области. Установлено, что максимальные концентрации достигаются в области торможения перед забором и в низкоскоростной области с подветренной стороны забора и, наоборот, для нижнего зазора, в котором происходит ускорение потока. Отмечено, что полученные концентрации снега в слое сальтации согласуются с данными других авторов (Pomeroy, Gray, 1990).

В рамках исследования для повышения равномерности сетки во всех вариантах применялась ширина пластин на панели забора равная 0,25 м, несмотря на то, что обычно она меньше 0,2 м. Для обоснования возможности применения данной ширины проведено сравнение интенсивности осаждения для заборов с вертикальным расположением пластин на панели и одинаковой просветностью 50%, но с разной шириной пластин: 0,125, 0,15, 0,187 и 0,25 м. В результате расчётов показано, что ширина пластин слабо влияет на характер распределения интенсивности осаждения снега с подветренной стороны, но вызывает заметный рост

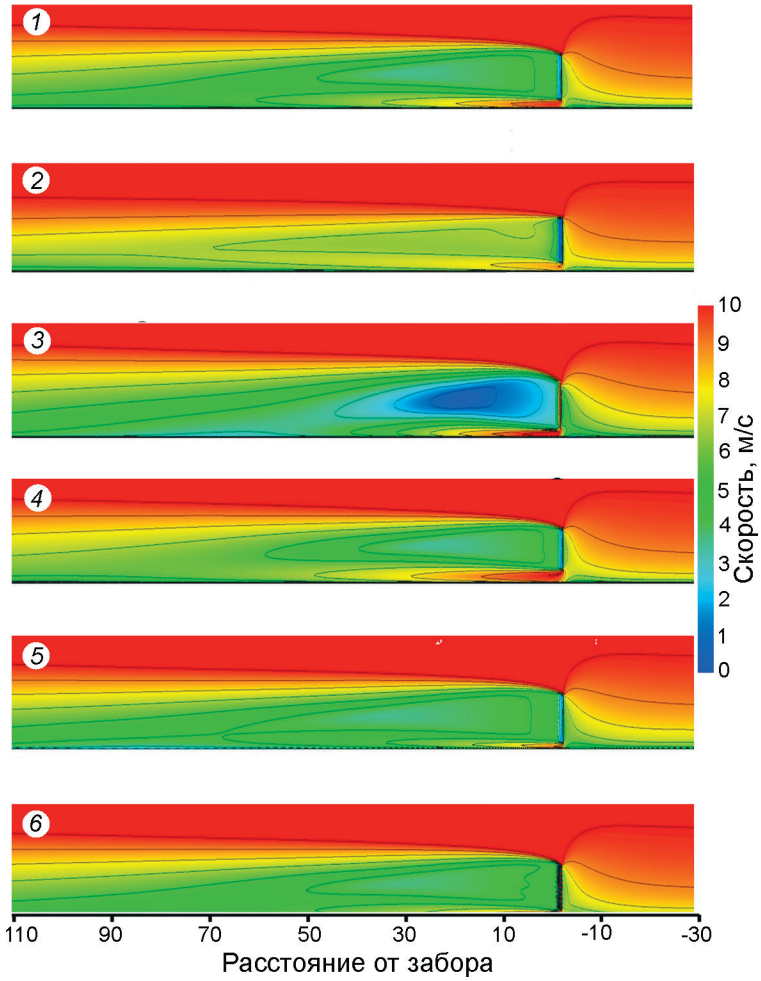



**Рис. 3.** Магнитуда поля скорости в вертикальном сечении для разных вариантов (см. таблицу), м/с.
Варианты: *1* – $P$ = 50%, $h$ = 1,0 м, вертикальные пластины; *2* – $P$ = 70%, $h$ = 1,0 м, вертикальные пластины; *3* – $P$ = 33%, $h$ = 1,0 м, вертикальные пластины; *4* – $P$ = 50%, $h$ = 1,5 м, вертикальные пластины; *5* – $P$ = 50%, $h$ = 0,6 м, вертикальные пластины; *6* – $P$ = 50%, $h$ = 1,0 м, горизонтальные пластины. Масштаб изображения по высоте увеличен в 2 раза. Влияние геометрических параметров снегозадерживающего забора на формирование высокоскоростных областей в области нижнего зазора и над забором и низкоскоростной области за панелью забора

**Fig. 3.** Velocity magnitude field, m/s, in the vertical plane in different variants (see Table), m/s.
Variants: *1* – $P$ (porosity) = 50%, $h$ (height of the bottom gap) = 1,0 m, vertical boards; *2* – $P$ = 70%, $h$ = 1,0 m, vertical boards; *3* – $P$ = 33%, $h$ = 1,0 m, vertical boards; *4* – $P$ = 50%, $h$ = 1,5 m, vertical boards; *5* – $P$ = 50%, $h$ = 0,6 m, vertical boards; *6* – $P$ = 50%, $h$ = 1,0 m, horizontal boards. The vertical scale of the diagram is twice the horizontal scale. Influence of the geometry of the snow fence on the formation of high-velocity areas in the lower gap and above the fence and a low-velocity area behind the fence panel

интенсивности осаждения при увеличении ширины пластин с наветренной стороны (рис. 6, *а*). Но поскольку основные отложения снега сосредоточены с подветренной стороны забора, интегральные значения интенсивности осаждения имеют близкие значения для всех вариантов ширины пластин и не превышают ~10%. На основании данных результатов ширина пластин 0,25 м принята как базовая.

При изменении просветности с 50 до 70% (см. табл. 2) меняется периодическая структура за решётчатой панелью, что связано с увеличением размеров высокоскоростных областей. Это приводит к продлению зоны с неоднородными скоростями в горизонтальной плоскости и в целом к росту средней скорости за забором. Вместе с тем локальная скорость в области нижнего зазора падает по сравнению с первым вариантом (см. рис. 3, варианты *1*, *2*). С увеличением просветности интенсивность и протяжённость области генерации турбулентности с подветренной стороны забора непосредственно за панелью растёт, но

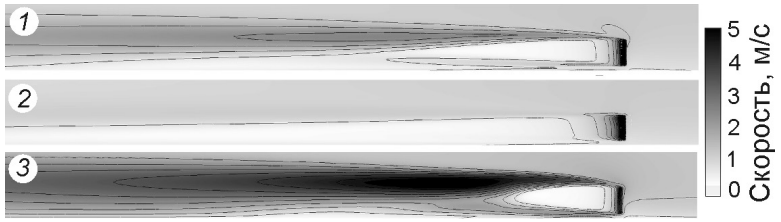



**Рис. 4.** Поле турбулентной кинетической энергии в вертикальном сечении, $м^2/с^2$.
Влияние изменения просветности забора на генерацию турбулентности в области нижнего зазора, над забором и за панелью забора ($h$ = 1,0 м, вертикальные пластины): *1* – $P$ = 50%; *2* – $P$ = 70%; *3* – $P$ = 33%
**Fig. 4.** Turbulent kinetic energy field in the vertical plane, $m^2/s^2$.
Turbulence generation in dependence on the snow fence porosity in the lower gap, under fence and behind ($h$ = 1,0 m, vertical boards for all variants): *1* – $P$ = 50%; *2* – $P$ = 70%; *3* – $P$ = 33%




**Рис. 5** Распределение концентрации снега в слое сальтации вблизи забора с вертикальными пластинами, $P$ = 50% и $h$ = 1 м (см. таблицу).
Области высоких концентраций снега соответствуют областям с относительно низкими скоростями, и, наоборот, области низких концентраций отвечают областям с относительно высокими скоростями
**Fig. 5.** Distribution of saltating snow concentration near the fence of vertical boards with $P$ = 50%, $h$ = 1 m.
Areas of high snow concentrations are the same as the areas of relatively low air velocities, and, vice-versa, areas of low snow concentrations are the same as the areas of relatively high air velocities

при этом за её нижней и верхней кромками практически прекращается. В результате за забором не формируются турбулентные «хвосты», которые наблюдаются при более низких значениях просветности, что способствует более быстрому затуханию возмущения во внешнем потоке, вызванного обтеканием забора (см. рис. 4).

Когда просветность с 50 падает до 33% (см. табл. 3) происходит, наоборот, уменьшение горизонтальных высокоскоростных областей с подветренной стороны решётчатой панели. Это приводит к сокращению зоны с неоднородными скоростями, падению средней скорости за забором и росту локальной скорости в области нижнего зазора. Однако, несмотря на более высокую скорость в области нижнего зазора, её падение ниже по потоку происходит быстрее (см. рис. 3). Кроме этого, с уменьшением просветности интенсивность и протяжённость области генерации турбулентности за панелью забора падает, а за его нижней и верхней кромками, наоборот, значительно возрастает. При этом расстояние от забора, на котором наблюдается смыкание турбулентных «хвостов» от нижней и верхней кромок, сокращается примерно в два раза по сравнению 50%-й просветностью (см. рис. 4, вариант *1*).

Изменения характера течения при обтекании забора снеговетровым потоком в случае применения разной величины просветности (см. таблицу, варианты *1–3*) приводят к существенным отличиям распределения интенсивности осаждения снега как с подветренной, так и с наветренной сторон забора. С увеличением просветности с наветренной стороны падает не только максимальная величина интенсивности осаждения снега, но и её протяжённость, и таким об-

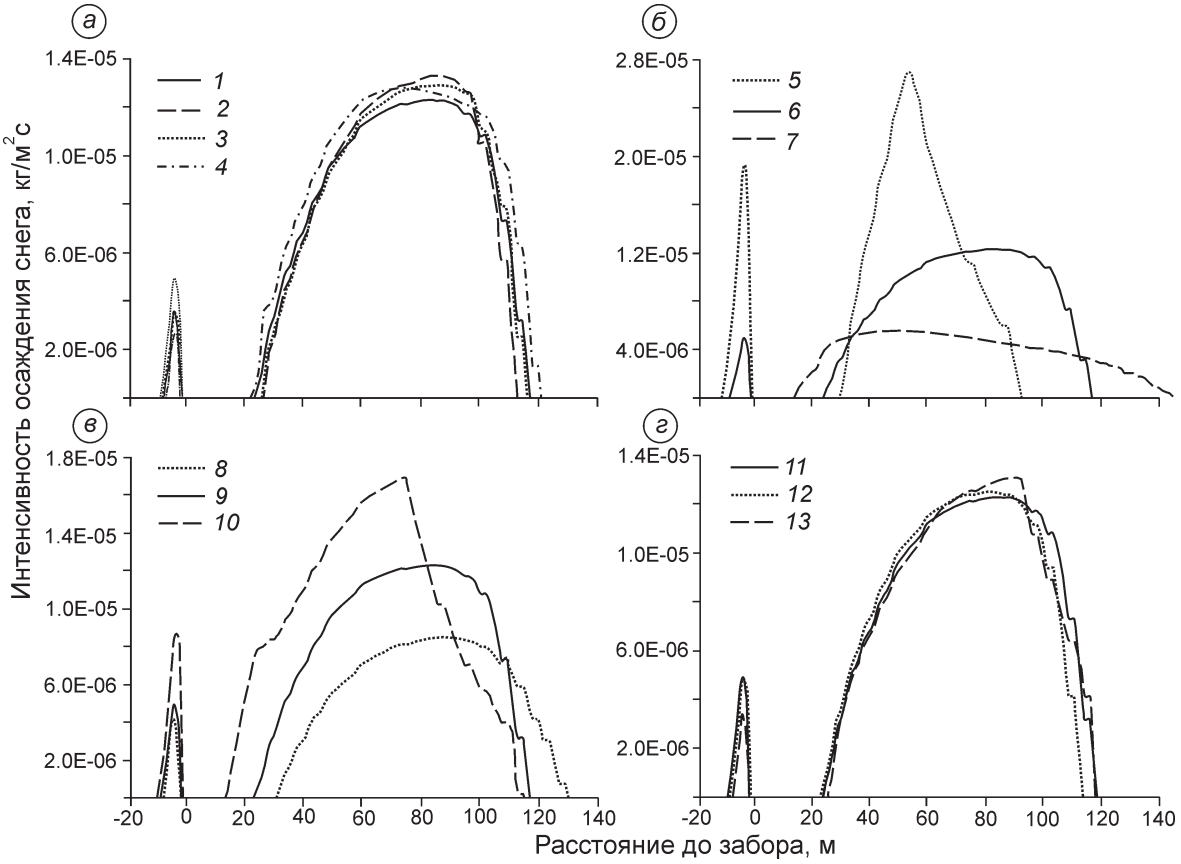



**Рис. 6.** Влияние изменения геометрических характеристик забора на распределение интенсивности осаждения снега (*а*, *в*, *г* – 50% просветность, кг/(м$^2$с):
*а* – ширина элементов решетки, м: *1* – 0,125; *2* – 0,15; *3* – 0,187; *4* – 0,25; *б* – просветность, %: *5* – 33; *6* – 50; *7* – 70; *в* – высота нижнего зазора: *8* – 0,6 м (0,1*H*); *9* – 1,0 м (0,17*H*); *10* – 1,5 м (0,25*H*); *г* – ориентация элементов решетки: *11* – вертикальная (ширина 0,25 м); *12* – горизонтальная (ширина 0,25 м); *13* – горизонтальная (ширина 0,125 м)

**Fig. 6.** Distribution of the snow deposition rate, kg/(m$^2$s) in dependence on the snow fence geometric parameters (*а*, *в*, *г* – 50% porosity , kg/(m$^2$s):
*а* – width of the boards, m: *1* – 0,125; *2* – 0,15; *3* – 0,187; 4 – 0,25; *б* – porosity, %: *5* – 33; *6* – 50; *7* – 70; *в* – the bottom gap is *8* – 0,6 m (0,1*H*); *9* – 1,0 m (0,17*H*); *10* – 1,5 m (0,25*H*); *г* – the orientation and the width of the boards: *11* – vertical, 0,25 m; *12* – horizontal, 0,25 m; *13*– horizontal, 0,125 m

разом уменьшение просветности способствует более быстрому росту снежного вала с наветренной стороны забора. С подветренной стороны увеличение просветности также приводит к уменьшению скорости осаждения снега, но в отличие от наветренной стороны растёт ее протяжённость (см. рис. 6, *б*). Интегральные значения интенсивности осаждения снега максимальны для наиболее низкой просветности (33%), при просветности забора 50% снижаются до ~10%, а при 70% уменьшаются ещё на ~40%.

Изменение высоты нижнего зазора в целом меньше влияет на структуру течения по сравнению с просветностью. Так, изменении высоты нижнего зазора с 1 ($h = 0{,}17H$, вариант *1*) до 1,5 м ($h = 0{,}25H$, вариант *4*) приводит, с одной стороны, к увеличению протяжённости высокоскоростной области вблизи поверхности, а с другой – к уменьшению области низких скоростей за панелью (см. рис. 3). Уменьшение высоты нижнего зазора с 1 до 0,6 м ($h = 0{,}1H$, вариант *5*), наоборот, вызывает уменьшение протяжённости высокоскоростной области вблизи поверхности и увеличение области низких скоростей за панелью (см. рис. 3). Увеличение или уменьшение протяжённости области низких скоростей за панелью связано прежде всего с изменением высоты самой панели при изменении величины нижнего зазора.

Несмотря на меньшее влияние высоты нижнего зазора на структуру течения по сравнению

с просветностью, распределение интенсивности осаждения снега соизмеримо меняется при варьировании данного параметра. С увеличением высоты с наветренной стороны падает максимальная величина интенсивности осаждения снега, при этом её протяжённость практически не меняется. Наибольшее изменение интенсивности осаждения с наветренной стороны происходит при увеличении высоты с 0,6 до 1 м. При переходе к высоте зазора в 1,5 м с 1 м интенсивность уже меняется слабо. Таким образом, уменьшение высоты зазора способствует более быстрому начальному росту снежного вала с наветренной стороны забора. С подветренной стороны увеличение высоты нижнего зазора приводит к уменьшению интенсивности осаждения снега и смещению области осаждения от забора при слабом изменении её протяжённости. Интегральное значение интенсивности осаждения максимально для наиболее низкой высоты нижнего зазора – 0,6 м, при увеличении высоты до 1 м оно снижается на ~20%, а при высоте 1,5 м уменьшается ещё на ~30% (см. рис. 6, *в*).

Изменение ориентации пластин на панели забора с вертикального положения (см. таблицу, вариант *1*) на горизонтальное (см. таблицу, вариант *6*) с сохранением величины просветности вызывает небольшую перестройку поля скорости. В частности, высокоскоростная область, формируемая нижним зазором, становится короче, а профиль скорости с наветренной стороны – неоднородным в вертикальной плоскости (см. рис. 3).

При оценке влияния ориентации пластин на распределение интенсивности осаждения добавлен вариант с зауженными в два раза горизонтальными пластинами (0,125 м). В результате расчётов получено, что ориентация досок панели, как и их ширина, слабо влияют на характер распределения интенсивности осаждения снега с подветренной и наветренной сторон забора (см. рис. 6, *г*). Интегральные значения интенсивности осаждения во всех вариантах не превышают ~10%.

Отметим, что ориентация досок (горизонтальная или вертикальная) слабо влияет на снегозадерживающую способность заборов. Выбор ориентации досок обусловлен в первую очередь особенностями монтажа, применяемыми материалами и полевым опытом эксплуатации (Бялобжеский и др., 1983, Tabler, 2003; Sanudo-Fontaneda и др., 2011).

## Обсуждение

В рамках работы на основе численного моделирования рассмотрено влияние на начальную интенсивность осаждения снега основных геометрических характеристик снегозадерживающих заборов (ширина и ориентация пластин, просветность, высота нижнего зазора) при фиксированных высоте забора ($H = 6$ м) и скорости ветра (10 м/с на высоте 10 м – переход между слабой и обычной метелью (Дюнин, 1963).

Результаты численного моделирования показывают, что ширина пластин (по крайней мере до определённой величины), а также их пространственная ориентация слабо влияют на снегозадерживающую способность заборов. Выбор ориентации и ширины пластин обусловливается в первую очередь особенностями монтажа, используемыми материалами и полевым опытом эксплуатации. Наиболее существенно влияет на распределение интенсивности осаждения снега как с подветренной, так и с наветренной сторон забора величина просветности. Наибольшая интегральная величина осаждения получена для заборов с просветностью 33%, при повышении просветности до 50% эффективность осаждения снижается примерно на 10%, а при просветности 70% – ещё на 40%. При этом эффективность работы забора с просветностью 33% по мере роста снежных отложений, особенно с наветренной стороны, будет быстро снижаться относительно вариантов с более высокой просветностью. Это связано с тем, что интенсивный рост снежных отложений происходит в непосредственной близости от забора, что приводит к его постепенному заносу снегом, особенно при усилении метели, когда его проницаемость становиться отрицательной (с подветренной стороны формируются возвратные вихри). Таким образом, на основе анализа распределения интенсивности и суммарной величины осаждения снега можно сделать вывод, что забор с просветностью 50% – наиболее оптимальный вариант из рассмотренных.

Помимо просветности, высота нижнего зазора также существенно влияет на эффективность снегозадержания. Результаты численного моделирования показывают, что с уменьшением высоты зазора эффективность снегозадержания увеличивается. Так, интегральные значения интенсивности осаждения максимальны для высоты нижнего

зазора 0,6 м, при увеличении высоты до 1 м снижаются на ~20%, а при высоте 1,5 м уменьшаются ещё на ~30%. Отмечено, что, в отличие от вариантов с изменяемой просветностью, при варьировании высоты нижнего зазора область осаждения снега смещается, практически не меняя свою протяжённость. Несмотря на то, что наибольшую эффективность снегозадержания показывает вариант с наименьшей высотой зазора, в этом случае возрастает вероятность его забивания снегом при интенсивных снегопадах в безветренную или слабоветренную погоду. При заносе снегом нижнего зазора снижается эффективность работы снегозадерживающего забора, особенно в случае вертикального расположения пластин.

Для всех рассмотренных вариантов установлена связь скорости с подветренной стороны заборов с распределением интенсивности осаждения снега. Относительное уменьшение средней скорости приводит к увеличению интенсивности осаждения. Так, для варианта *3* (см. таблицу) она максимальна, а с другой стороны – протяжённость высокоскоростной области, формируемой в нижнем зазоре, определяет начало зоны снеговых отложений с подветренной стороны забора (см. рис. 3, вариант *6*).

## Заключение

Результаты численного моделирования влияния геометрических параметров снегозадерживающих заборов на интенсивность осаждения снега показывают, что ширина пластин, а также их пространственная ориентация слабо влияют на снегозадерживающую способность заборов. Наиболее существенно влияют на распределение интенсивности осаждения снега как с подветренной, так и с наветренной стороны забора величина просветности и высота нижнего зазора. В целом, можно отметить взаимосвязь между полем скорости, формирующимся при обтекании забора, и распределением интенсивности осаждения снега.

Полученные результаты расчётов отражают только начальный этап образования снежных отложений вблизи заборов, т.е. не учитывается влияние динамики формы поверхности снежного покрова. Несмотря на это, они не противоречат ранее полученным обобщённым данным натурных наблюдений (Бялобжеский и др., 1983, Tabler, 2003). Таким образом, разрабатываемый программный инструмент позволяет проводить сравнительную оценку эффективности конструкций снегозащитных устройств при необходимости с учётом их расположения на рельефе, и её применение может качественно повысить уровень разрабатываемых снегозащитных мероприятий. Однако для расширения возможностей данного программного комплекса необходимо дальнейшее развитие математической модели снегопереноса для учёта динамики поверхности снежных отложений и более детального описания механизмов эрозии, сальтации и осаждения. Использование подобных программ позволит усовершенствовать существующие подходы к организации снегозащитных мероприятий и разработке новых конструкций снегозащитных устройств в Российской Федерации.

## References

*Beyersa J.H.M., Sundsbøb P.A., Harms T.M.* Numerical simulation of three-dimensional, Transient snow drifting around a cube. Journ. of Wind Engineer. and Industr. Aerodynamic. 2004, 92: 725–747.

*Byalobzhesky G.V., Dyunin A.K., Plaksa L.N., Rudakov L.M., Utkin B.V. Zimnee soderzhanie avtomobil'nyh dorog*. Winter maintenance of highways. Moscow: Transport, 1983: 197 p. [In Russian].

*Cao Z., Liu M., Wu P.* Experiment Investigation and Numerical Simulation of Snowdrift on a Typical Large-Span Retractable Roof. Complexity. 2019, 2019: 1–14. doi: 10.1155/2019/5984804.

*Constantinescu G., Muste M., Basnet K.* Optimization of snow drifting mitigation and control methods for Iowa conditions. Final Report. Iowa City: Iowa State University. Iowa. 2015: 123 p. doi: 10.13140/RG.2.2.29517.28642.

*Dekteryev A.A., Litvintsev K.Yu., Gavrilov A.A., Kharlamov E.B.* The development of free engineering software package for numerical simulation of hydrodynamics, heat transfer, and chemical reaction processes. Bull. of the South Ural State University, Series: Mathematical Modelling, Programming and Computer Software. 2017, 10 (4): 105–112.

*Dyunin A.K. Mehanika metelej*. The mechanic of blowing snow. Novosibirsk: Russian Academy of Sciences, 1963: 378 p. [In Russian]

*Filimonov S.A., Meshkova V.D., Dekterev A.A., Gavrilov A.A., Litvintsev K.Yu., Shebelev A.V.* Analysis of vortex structures formed in the winter in the atmosphere of Kras-

noyarsk city. Journ. of Physics: Conference Series. 2021, 2088 (1): 1–8. doi: 10.1088/1742-6596/2088/1/012014.

*Gao G., Zhang Y., Xie F., Zhang J., He K., Wang J., Zhang Y.* Numerical study on the anti-snow performance of deflectors in the bogie region of a high-speed train using the discrete phase model. Proceedings of the Institution of Mechanical Engineers. Part F: Journ. of Rail and Rapid Transit. 2018, 233 (2): 141–159. doi: 10.1177/0954409718785290.

*Giangreco S.* Validation of a Lattice Boltzmann model for snow transport and deposition by wind. Dr.-ing. Germany: Braunschweig – Institute of Technology, 2010: 116 p.

*Giudice A.L., Nuca R., Preziosi L., Coste N.* Wind-blown particulate transport: A review of computational fluid dynamics models. Mathematics in Engineering. 2019, 1 (3): 508–547. doi: 10.3934/mine.2019.3.508.

*Kang L., Zhou X., van Hooff T., Blocken B., Gu M.* CFD simulation of snow transport over flat, uniformly rough, open terrain: impact of physical and computational parameters. Journ. of Wind Engineer. and Industr. Aerodynamic. 2018, 177: 213–226. doi: 10.1016/J.JWEIA.2018.04.014.

*Louis J.F.* A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. Boundary Layer Meteorol. 1979, 17: 187–202.

*Masselot A., Chopard B.* A lattice Boltzmann model for particle transport and deposition // EPL. 1998, 42 (3): 259–264. doi: 10.1209/epl/i1998-00239-3.

*Marsh C.B., Pomeroy J.W., Spiteri R.J., Wheater H.S.* A finite volume blowing snow model for use with variable resolution meshes. Water Resour. Res. 2020, 56: 1–28. doi: 10.1029/2019wr025307.

*McClurea S., Kimb J.J., Leeb S.J., Zhang W.* Shelter effects of porous multi-scale fractal fences. Journ. of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics. 2017, 163: 6–14. doi: 10.1016/j.jweia.2017.01.007.

*Meshkova V.D., Dekterev A.A., Litvintsev K.Y., Filimonov S.A., Gavrilov A.A.* The role of urban development in the formation of a heat island. *Vychislitel'nye tekhnologii*. Computational Technologies, 2021, 26 (5): 4–14. doi: 10.25743/ICT.2021.26.5.002. [In Russian].

*Menter F.R.* Two-Equation Eddy-Viscosity Turbulence Models for Engineering Applications. AIAA Journ. 1994, 32 (8): 1598–1605.

*Naaim M., Naaim-Bouvet F., Martinez H.* Numerical simulation of drifting snow: erosion and deposition models. Annal. of Glaciology. 1998, 26: 191–196.

*Petrie J., Zhang K., Shehata M.* Numerical Simulation of Snow Deposition around Living Snow Fences. Technical Report. Fairbanks: University of Alaska. 2019: 46 p.

*Pomeroy J.W., Gray D.M.* Saltation of Snow. Water Resour. Res. 1990, 26 (7): 1583–1594. doi: 10.1029/WR026i007p01583.

*Sanudo-Fontaneda L.A., Castro-Fresno D., del Coz-Diaz J.J., Rodriguez-Hernandez J.* Classification and Comparison of Snow Fences for the Protection of Transport Infrastructures. Journ. of Cold Reg. Eng. 2011, 25 (4): 162–181.

*Sharma V., Braud L., Lehning M.* Understanding Snow Bedform Formation by Adding Sintering to a Cellular Automata Model. The Cryosphere. 2019, 13: 3239–3260. doi: 10.5194/tc-13-3239-2019.

*Sundsbo P.A.* Drift-Flux Modelling and Numerical Simulation of Snow-Accumulation. Proceedings of the 1996 International Snow Science Workshop, Banff, Canada. 1996: 135–139.

*Tabler R.D.* Controlling blowing and drifting snow fences and road design. Final Report for NCHRP. 2003: 307 p.

*Thiis T.K., Ramberg J.F.* Measurements and numerical simulations of development of snow drifts of curved roofs. Proceedings of the 6th International Conference on Snow Engineering (Snow Engineering VI), Whistler, Canada, 2008: 1–5.

*Tominaga Y., Stathopoulos T.* CFD simulations can be adequate for the evaluation of snow effects on structures. Building Simulation. 2020, 13 (4): 729–737. doi: 10.1007/s12273-020-0643-0

*Tominaga Y.* Computational fluid dynamics simulation of snowdrift around buildings: Past achievements and future perspectives. Cold Regions Science and Technology. 2018, 150: 2–14. doi: 10.1016/j.coldregions.2017.05.004.

*Wang Z., Huang N.* Numerical simulation of the falling snow deposition over complex terrain. Journ. of Geophys. Research: Atmos. 2017, 122: 980–1000. doi: 10.1002/2016JD025316

*Zaichik L.I., Drobyshevsky N.I., Filippov A.S., Mukin R.V., Strizhov V.F.* A diffusion-inertia model for predicting dispersion and deposition of low-inertia particles in turbulent flows. International Intern. Journ. of Heat and Mass Transfer. 2010, 53: 154–162. doi: 10.1016/J.IJHEATMASSTRANSFER.2009.09.044

УДК 550.42 DOI: 10.31857/S2076673422040151, EDN: MHMZON

# Оценка содержания металлов и металлоидов в снежном покрове на участках нефтедобычи Среднего Приобья

© 2022 г. Д.В. Московченко[1,2], Р.Ю. Пожитков[1], А.А. Тигеев[1]

[1]Тюменский научный центр Сибирского отделения РАН, Тюмень, Россия;
[2]Тюменский государственный университет, Тюмень, Россия
*moskovchenko1965@gmail.com

# Assessment of the content of metals and metalloids in the snow cover at the oil production sites (Middle River Ob region)

D.V. Moskovchenko[1,2], R.Yu. Pozhitkov[1], A.A. Tigeev[1]

[1]Tyumen Scientific Centre, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Tyumen, Russia; [2]Tyumen State University, Tyumen, Russia
*moskovchenko1965@gmail.com

*Received June 1, 2022 / Revised July 13, 2022 / Accepted October 7, 2022*

**Keywords:** ***snow cover, metals and metalloids, oil field, West Siberia, environmental pollution.***

**Summary**

This article presents results of investigation of dust load and content of metals and metalloids (MMs) in the snow samples taken at the Vatinskoye oil field (Khanty-Mansi Autonomous District – Yugra). Concentrations of dissolved and suspended forms of MMs in 20 samples collected in March 2021 were determined by the ICP-MS and ICP-AES methods. Eighteen elements (Ag, Ba, Bi, Cd, Cr, Cu, Fe, Hg, Li, Mn, Ni, Pb, Sb, Sn, Sr, Ti, W, and Zn) indicating various sources of emissions were selected for further analysis. Filters with a pore diameter of 0.45 μm were used to separate dissolved and suspended forms. Enrichment of the suspension with chalcophile elements (Ag, Cu, Zn, Sn, Sb, Pb) was noted in the background areas. Calculations of enrichment coefficients (CO) using Li as a reference element demonstrated that Cu, Mn and Ni come from natural sources (rocks and soils), while the others have a mixed natural-anthropogenic origin. It was noted also that the mass fraction of a number of metals (Cr, Cu, Ni, Zn) increases in solid-phase deposits. The metals Zn, Cu and Cr are mainly contained in snow in suspended form, and Ni – both in dissolved and suspended forms. As a result of calculations of the total Cr pollution index, most of the deposit is classified as "low, non-hazardous" pollution areas. The highest concentrations of MMs in the snow were found in the southern part of the deposit, where the main infrastructure facilities and the communications lines are concentrated, including roads, railways and pipelines/ They were specified as "average, moderately dangerous" level of pollution. To determine sources of pollution, the factor analysis was applied, and as a result of which two main factors were identified: 1) the background pollution, which is indicative of deposition of Cu, Sn, Sb, Ag; 2) the anthropogenic one, corresponding to high levels of Cr, Ni, Zn. Spatial analysis of the MMs distribution showed that the deposition of Ni, Cr is associated with drilling operations, while Zn – with the presence of transport. The data obtained can be used to understand the processes of atmospheric deposition of potentially toxic metals and metalloids, as well as to assess the quality of the environment at oil and gas fields.

**Citation:** Moskovchenko D.V., Pozhitkov R.Yu., Tigeev A.A. Assessment of the content of metals and metalloids in the snow cover at the oil production sites (Middle River Ob region). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2022, 62 (4): 551–563. [In Russian].
doi: 10.31857/S2076673422040151, edn: mhmzon:

*Поступила 1 июня 2022 г. / После доработки 13 июля 2022 г. / Принята к печати 7 октября 2022 г.*

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

Проведена оценка уровня загрязнения снежного покрова потенциально токсичными металлами и металлоидами на территории Ватинского нефтяного месторождения (Ханты-Мансийский автономный округ – Югра). В результате исследования фильтрата талого снега и твёрдофазных выпадений (частиц крупнее 0,45 мкм) отмечено увеличение концентрации Ni и Cr, связанное с ведением буровых работ, а также Zn за счёт работы транспорта. Уровень загрязнения возрастает на участках с повышенной концентрацией промышленных объектов.

## Введение

Одно из экологических последствий разработки нефтяных месторождений Среднего Приобья – поступление в окружающую среду разнообразных загрязнителей. Объектом исследования были почвы, в которых наблюдается рост содержания Ni, Sr, Ba, Mn (Водяницкий и др., 2012). Аэротехогенное загрязнение исследовано меньше, хотя воздушный путь распро-

странения загрязнителей – наиболее быстрый и масштабный. Снег загрязняется сильнее, чем жидкие осадки, поэтому его считают хорошим индикатором антропогенной нагрузки (Касимов и др., 2012). Недавние исследования в нефтегазодобывающих районах севера Западной Сибири показали эффективность применения снега для индикации техногенного загрязнения и анализа экологической ситуации (Московченко, Бабушкин, 2012; Pozhitkov et al., 2020). Исследованы фоновые геохимические показатели снега в регионе (Shevchenko et al., 2017). Однако участки техногенеза в основном нефтедобывающем регионе России – Среднем Приобье остаются недостаточно исследованными. Цель работы – оценить уровень аэротехногенного загрязнения по данным состава снеговой воды на примере Ватинского нефтяного месторождения. Задачи работы – определить элементный состав твёрдофазных выпадений и содержания поллютантов, находящихся в растворённом состоянии, выделить приоритетные загрязнители, оценить экологическое состояние территории месторождения.

## Объект исследования

Ватинское нефтяное месторождение площадью 621 км$^2$ расположено в Нижневартовском районе (Ханты-Мансийский автономный округ – Югра), в 25 км к северо-западу от г. Нижневартовск. Это – одно из самых «старых» месторождений в Западной Сибири, открытое в 1963 г. и введённое в эксплуатацию в 1965 г. Длительный период эксплуатации обусловил большое число и высокую плотность размещения техногенных объектов. Здесь находится почти 2000 эксплуатационных и разведочных скважин, пять факелов сжигания попутного газа, дожимные насосные станции, карьеры минерального грунта и торфа, электроподстанции. Ватинское месторождение граничит с другими месторождениями (Самотлорским, Мегионским, Южно-Аганским) и связано с ними сетью дорог и трубопроводов, образуя единый техногенный комплекс. Климат района исследований – континентальный, умеренно холодный. Среднегодовая температура воздуха составляет −1,4 °С, средняя продолжительность периода со снежным покровом 204 дня (Kuznetsova, 2020). Северная часть месторождения приурочена к надпойменным террасам р. Обь с господством олиготрофных болот, южная часть расположена в пойме Оби, где преобладает луговая и кустарниковая растительность. Леса в основном производные, с доминированием берёзы в составе древостоя. Плоский рельеф, а также небольшая доля (30%) залесённых участков определяют относительно равномерные условия для осаждения пылевых частиц.

## Материалы и методы

Пробы снежного покрова отобраны при максимальной его толщине (вторая декада марта 2021 г.) в шурфах (Янченко, 2020). По данным наблюдений на метеостанции (ГМС) г. Нижневартовск (www.rp5.ru) в зимний сезон 2020/21 г. преобладали ветры западных и северо-западных румбов, а устойчивый снежный покров начал формироваться 24 октября. До момента опробования прошло 144 дня, за которые выпало 115 мм осадков. Пробы отбирали пластиковым совком из всей снежной толщи, за исключением 3 см слоя над почвой, чтобы избежать поступления почвенных частиц, и помещали в полиэтиленовые пакеты. Масса каждой пробы снега составляла 6–8 кг, что обеспечивало достаточное количество твёрдого осадка, необходимого для химико-аналитических исследований (10–100 мг).

Для определения элементов-загрязнителей, свойственных различным источникам эмиссий, пункты опробования размещали таким образом, чтобы охватить многообразие техногенных объектов месторождения: эксплуатационные кусты скважин; дожимные насосные станции с факелами сжигания попутного газа; площадки разведочного бурения; коридоры коммуникаций. В каждом пункте опробования проводили измерения толщины покрова, плотности снега и снегозапаса с помощью весового снегомера ВС-43. Было отобрано 20 проб, из них 14 – на территории месторождения, на расстоянии 50–400 м от объектов инфраструктуры, и 6 – на условно-фоновом участке, расположенном на удалении 50–60 км от Ватинского месторождения в юго-восточном направлении. Схема опробования приведена на рис. 1.

Снег растаивали при комнатной температуре. В лаборатории в снеговой воде находили значе-

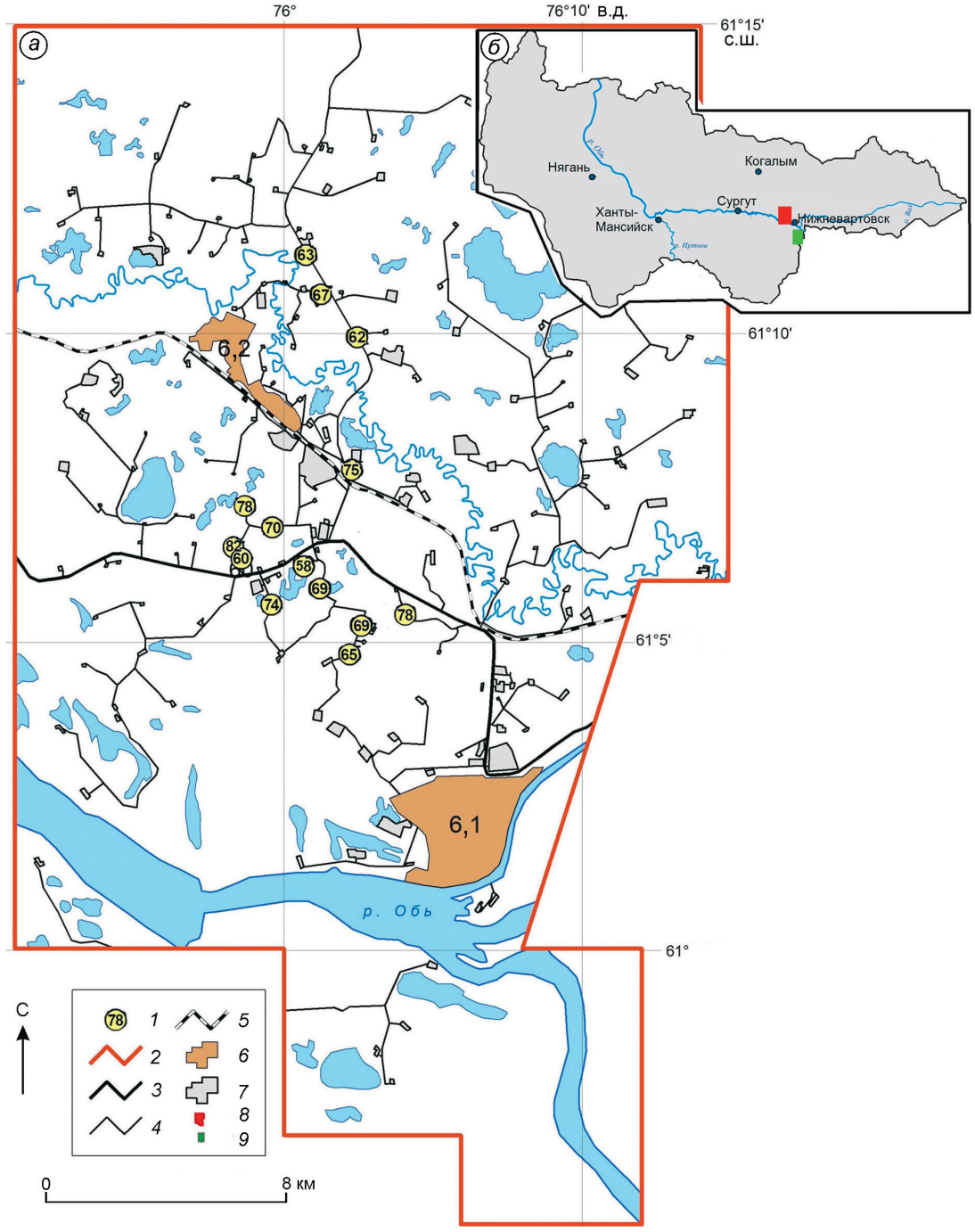



**Рис. 1.** Схема опробования снежного покрова Ватинского месторождения:
*а* – расположение пунктов опробования; *б* – местоположение Ватинского месторождения в пределах Ханты-Мансийского автономного округа; *1* – точки опробования; *2* – граница Ватинского нефтяного месторождения; *3* – автодорога Сургут–Нижневартовск; *4* – внутрипромысловые дороги Ватинского месторождения; *5* – железная дорога; *6* – населённые пункты (6.1 – г. Мегион, 6.2 – пос. Высокий); *7* – промышленные объекты (кустовые площадки, дожимные насосные станции, промышленные площадки и др.); *8* – расположение Ватинского месторождения; *9* – участок фонового опробования. Цифрами внутри точек опробования обозначена мощность снежного покрова

**Fig. 1.** Map showing study areas and sampling sites locations:
*а* – Sampling sites layout; *б* – Location of the Vatinskoye field within the Khanty-Mansi Autonomous Okrug; *1* – sampling sites; *2* – border of the oil field; *3* – Surgut-Nizhnevartovsk highway; *4* – access roads to the Vatinskoye oil field; *5* – railway; *6* – populated areas (6.1 – Megion City, 6.2 – village Vysokiy); *7* – oilfield infrastructure facilities (well pads, booster pumping stations, industrial sites); *8* – location of the Vatinskoye field; *9* – location of the background sampling site. The numbers within the sampling points indicate the thickness of the snow cover

ния pH иономером HydroMaster HM-500 и электропроводность – кондуктометром COM-100. Путём фильтрования через предварительно взвешенные нитроцеллюлозные беззольные фильтры марки «Millipore» с диаметром пор 0,45 мкм разделяли жидкую (фильтрат) и твёрдую (фильтр со взвесью) фазы, которые анализировали раздельно. Фильтры с твёрдой фазой после высушивания взвешивали на лабораторных аналитических весах с дискретностью 0,1 мг для установления массы твёрдофазных выпадений. Фильтрат талого снега помещали в полипропиленовые пробирки вместимостью 15 мл. Элементный состав твёрдой фазы и фильтрата талого снега исследовали в аналитическом сертификационном испытательном центре Института проблем технологии микроэлектроники и особо чистых материалов РАН. Содержание элементов определяли с использованием методов масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS, прибор Thermo Scientific X-7) и атомно-эмиссионной спектрометрии (ICP-AES, прибор Scientific iCAP-6500 Duo); для ртути применяли отдельные навески. Методика разложения образцов и выполнения измерений изложена в работах (Karandashev et al., 2008; Карандашев и др., 2016).

Для проверки точности анализа применялись стандартные образцы: для твёрдофазных выпадений – Трапп СТ-2а (ГСО 8671-2005) (https://doi.org/10.6084/m9.figshare.20237703.v1), для фильтрата – образец питьевой воды «Trace Metals in Drinking Water» производства High-Puriy Standards (США) (https://doi.org/10.6084/m9.figshare.20237712.v1). Результаты анализа элементов в стандартных образцах, пределы обнаружения и сертифицированные значения содержания элементов приведены в дополнительных материалах. В результате анализов определено содержание 53 элементов, из которых для статистического анализа выбрано 18 (Ag, Ba, Bi, Cd, Cr, Cu, Fe, Hg, Li, Mn, Ni, Pb, Sb, Sn, Sr, Ti, W, Zn). Эти элементы в основном поступают из антропогенных источников и опасны для здоровья населения. Они могут быть индикаторами различных форм воздействия: например, Hg и Cr поступают в атмосферу при сжигании угля; Ni и Sn – при сжигании нефти (Nriagu, Pacyna, 1988). Не рассматривались данные о содержании V, Mo и As, так как более чем в 50% проб их содержание было ниже предела обнаружения.

Статистическая обработка результатов выполнена в программах Microsoft Office Excel и Statistica 10.0. Содержание большинства химических элементов не соответствовало нормальному закону распределения, поэтому в качестве средних величин применяли среднее геометрическое. Полученные результаты обрабатывались в соответствии с общепринятой методикой, неоднократно применённой для оценки экологического состояния урбанизированных территорий (Сает и др., 1990; Касимов и др., 2012). Для анализа геохимических свойств выпадений подсчитаны кларки концентрации КК и рассеяния КР. Для подсчётов выбраны значения кларков по (Rudnick, Gao, 2003). Пылевую нагрузку *Pn* вычисляли по формуле

$$Pn = m/(S \cdot T), \quad (1)$$

где $m$ – масса пыли, осаждённой на фильтре; $S$ – суммарная площадь отбора проб; $T$ – временно́й интервал в сутках между моментом опробования и датой установления устойчивого снежного покрова.

Далее находилась масса каждого элемента, поступающего на снежный покров $D$:

$$D = Pn \cdot C, \text{ мг/км}^2 \text{ в сутки}, \quad (2)$$

где $Pn$ – пылевая нагрузка; $C$ – концентрация элемента во взвеси, осаждённой на фильтре.

Для оценки загрязнения были вычислены:
1) коэффициенты концентрации элементов –

$$Kc = C/C\text{ф}, \quad (3)$$

где $C$ – концентрация элемента на месторождении; $C$ф – концентрация элемента на условно-фоновой территории;
2) коэффициенты превышения выпадений над фоном –

$$Kd = D/D\text{ф}, \quad (4)$$

где $D$ – масса элемента, поступающего на поверхность снежного покрова на месторождении; $D$ф – масса элемента, поступающего на поверхность снежного покрова на условно-фоновой территории;
3) суммарные показатели загрязнения –

$$Zc = \sum Kc - (n - 1); \quad (5)$$

4) суммарные показатели выпадения элементов –

$$Zd = \sum Kd - (n - 1), \quad (6)$$

где $n$ – число химических элементов с $Kc$ или $Kd > 1{,}5$.

Для определения соотношения природных и техногенных источников ММ подсчитан коэффициент обогащения КО по формуле

$$КО = (Ci \div C_{Li})_{проба} / (Ci \div C_{Li})_{земная\ кора}, \quad (7)$$

где $Ci$ и $C_{Li}$ – соответственно содержание интересующего элемента и Li в пробе или в земной коре.

## Результаты и их обсуждение

По данным 14 пунктов опробования толщина снежного покрова на территории месторождения составила в среднем 69 см (изменяется от 58 до 78 см) (см. рис. 1). На условно-фоновом участке средняя толщина покрова несколько выше – 75 см при колебаниях от 65 до 89 см (рис. 2, *а*). По данным наблюдений на ГМС Нижневартовск (www.rp5.ru) с 2006 по 2022 г. максимальная за зимний период толщина снежного покрова в разные годы изменялась от 54 до 105 см (в среднем 83 см). Таким образом, толщина снежного покрова в период опробования на фоновой территории была близкой к средним показателям, а условия снегонакопления типичны для восточных районов ХМАО–Юрга. Средняя плотность снега в пределах месторождения – 0,17 г/см$^3$, что несколько меньше средних значений для региона – 0,23–0,25 г/см$^3$ (Пожитков и др., 2020). На фоновом участке плотность была меньше (в среднем 0,155 г/см$^3$) (см. рис. 2, *б*). Пониженная плотность снега обусловлена низкими температурами воздуха и отсутствием оттепелей в зимний сезон 2020/21 г.

Снеговые воды имели кислую реакцию. Средняя величина pH на месторождении составила 4,8 ед. (4,5–5,8 ед.), на фоновой территории – 4,4 ед. (см. рис. 2, *в*). Подкисление снега свойственно всем северным районам Западной Сибири. Так, при изучении состава снега на широтном градиенте от г. Томска до тундр Тазовского полуострова получено среднее значение pH = 5,11 (Shevchenko et al., 2017). Смещение pH снеговых вод в «кислую» сторону ранее отмечено в Нижневартовском районе (Пожитков и др., 2020). Причины закисления атмосферных осадков в Западной Сибири – недостаток кислотных нейтрализаторов (Василенко и др., 2007), а также сжигание попутного газа на нефтедобывающих производствах (Моисеенко и др., 2017).

На обследованном условно-фоновом участке содержание взвеси в снеговых водах изменялось от 0,32 до 1,1 мг/л, что укладывается в диапазон 0,2–3,4 мг/л, установленный для снега фоновых участков Арктики и северной части бассейна Оби (Шевченко и др., 2007; Shevchenko et al., 2020). Средняя величина пылевой нагрузки на фоновом участке – 0,6 мг/м$^2$ в сутки (см. рис. 2, *г*). Ранее установлено, что пылевая нагрузка на фоновых участках юга Западной Сибири для Омской и Новосибирской областей составляет около 3 мг/м$^2$ в сутки (Литау и др., 2015; Ермолов, Смоленцев, 2020), для Тюменской области – 3,2 мг/м$^2$ в сутки (Московченко и др., 2021). Таким образом, содержание твёрдых нерастворимых частиц в снеге фоновой территории было низким. На месторождении содержание взвеси в снеговых водах изменялось в

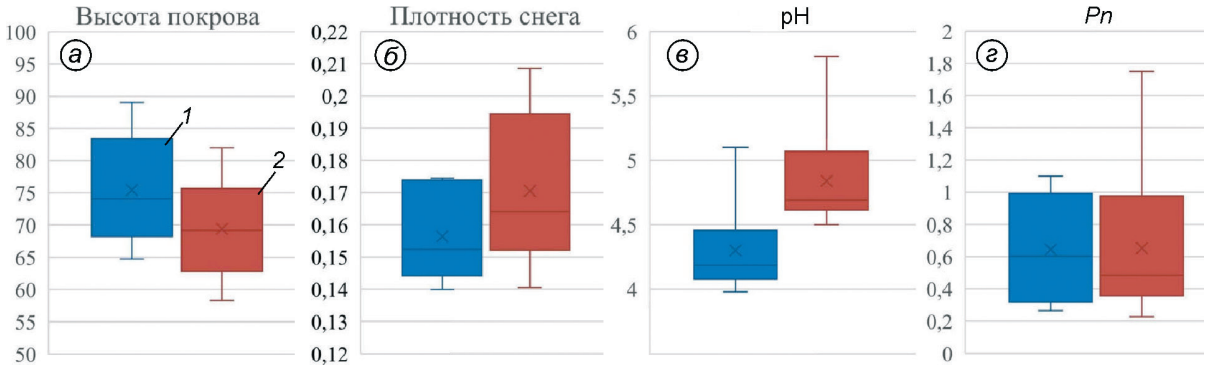



**Рис. 2.** Параметры снежного покрова и физико-химические свойства снега фоновой территории и Ватинского месторождения («ящик» – верхний и нижний квартили, «усы» – максимальное и минимальное значения)
**Fig. 2.** Parameters of snow cover and physical-chemical properties of snow of the background area and Vatinskoye field («box» – upper and lower quartiles, «whiskers» – max and min values)

*Таблица 1.* **Элементный состав снега фоновой территории (*n* = 6)***

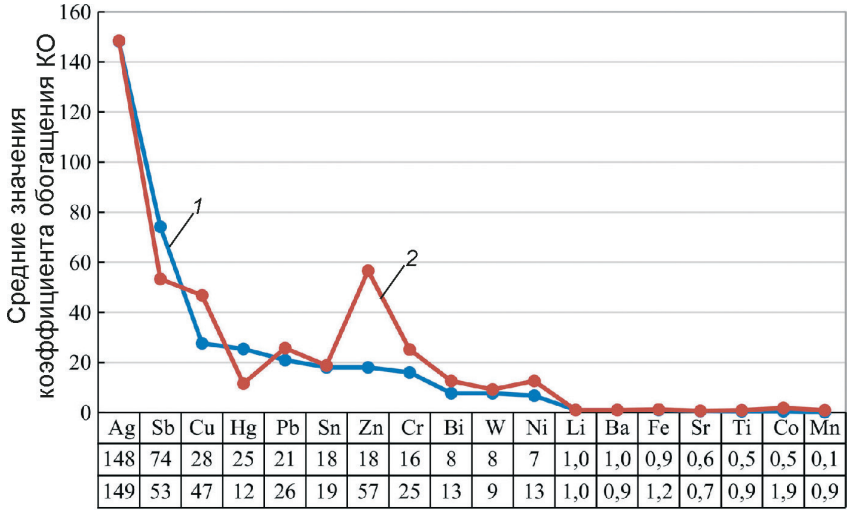
| Элементы | Твёрдая фаза, мг/кг (Fe – %) | | | | | | | Растворимая форма, мкг/л | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | ПО | *X* | Me | *SD* | КК | КР | СЗС | ПО | *X* | Me | *SD* | СЗС |
| Ag | 0,03 | 2,7 | 2,5 | 1,6 | 57,5 | – | – | 0,003 | < ПО | < ПО | – | – |
| Ba | 0,7 | 205 | 175 | 102,8 | – | 2,8 | 391 | 0,05 | 1,7 | 1,6 | 0,4753 | 3,3 |
| Bi | 0,005 | 0,72 | 0,66 | 0,17 | 2,4 | – | – | 0,001 | < ПО | < ПО | – | – |
| Cd | 0,04 | <ПО | <ПО | – | – | – | 0,71 | 0,005 | 0,039 | 0,035 | 0,0205 | 0,039 |
| Cr | 0,7 | 508 | 493 | 228 | 5,9 | – | 156 | 0,6 | < ПО | < ПО | – | 0,11 |
| Cu | 0,6 | 267 | 264 | 96 | 10 | – | 75 | 0,4 | 7,6 | 7,7 | 1,9 | 0,57 |
| Fe | 0,006 | 1,3 | 1,23 | 0,3 | – | 3 | 1,65 | 3 | 4,1 | 5 | 4,8 | 14,6 |
| Hg | 0,01 | 0,84 | 0,8 | 0,4 | 9,1 | – | – | 0,01 | < ПО | < ПО | – | – |
| Li | 0,03 | 7,6 | 7,1 | 2,5 | – | 2,7 | 10,7 | 0,006 | 0,015 | 0,016 | 0,002 | – |
| Mn | 1 | 275 | 253 | 95 | – | 3,6 | 404 | 0,06 | 3,4 | 3,7 | 1,3 | 3,1 |
| Ni | 0,7 | 103 | 92 | 64 | 2,5 | – | 145 | 0,03 | 0,11 | 0,1 | 0,1 | 0,36 |
| Pb | 0,5 | 121 | 125 | 51 | 7,6 | – | 67,9 | 0,01 | 1,6 | 1,5 | 1 | 0,51 |
| Sb | 0,03 | 10,3 | 9,5 | 4,1 | 27,3 | – | 6,15 | 0,003 | 0,022 | 0,023 | 0,0041 | 0,036 |
| Sn | 0,08 | 9,8 | 8,4 | 11,1 | 5,9 | – | 7,4 | 0,007 | < ПО | < ПО | – | – |
| Sr | 0,06 | 64,5 | 65 | 29,4 | – | 5,6 | 115 | 0,05 | 0,88 | 0,94 | 0,19 | 1,04 |
| Ti | 7 | 909 | 512 | 365 | – | 8,1 | 0,069 | 0,6 | < ПО | < ПО | – | 0,032 |
| W | 0,03 | 4,7 | 4,7 | 3,6 | 2,8 | – | 28,8 | 0,0004 | < ПО | < ПО | – | 0,02 |
| Zn | 0,9 | 414 | 414 | 132 | 6,4 | – | 255 | 0,6 | 15,6 | 15,9 | 9,3 | 8,3 |

**n* – число проанализированных образцов; ПО – предел обнаружения; < ПО – содержание ниже предела обнаружения более чем в 50% проб; *X* – среднее геометрическое значение; Me – медиана; *SD* – стандартное отклонение; КК – кларк концентрации; КР – кларк рассеяния; СЗС – среднее по северу Западной Сибири (Shevchenko et al., 2017); прочерк – показатель не определялся.

пределах 0,13–2,5 мг/л, что близко к фоновым показателям территории. Ранее при изучении атмосферных выпадений на нефтяных месторождениях в Томской области отмечено, что на удалении 200 м от факелов сжигания попутного нефтяного газа значения пылевой нагрузки сопоставимы с фоновыми (Филимоненко, 2015). Следовательно, эмиссии твёрдых частиц от объектов нефтедобычи на Ватинском месторождении незначительны.

Данные об элементном составе снега на фоновой территории, значения кларков концентрации и рассеяния (КК и КР), а также средние значения по северу Западной Сибири по (Shevchenko et al., 2017) приведены в табл. 1. На фоновых участках в твёрдофазных выпадениях концентрируются Ag, Cr, Cu, Zn, Sn, Sb, Pb, Hg (КК > 3). К слабоконцентрирующимся элементам (1,5 < КК < 3) относятся Ni, W и Bi; сниженные относительно кларка концентрации (1,5 < КР < 3) отмечены для Li, Fe и Ba; Ti и Sr рассеиваются (КР > 3). По сравнению со среднерегиональными значениями (Shevchenko et al., 2017) на исследованном фоновом участке в твёрдофазных выпадениях в 1,5–3,5 раза повышено содержание Cu, Zn, Pb и Cr. Концентрации остальных элементов близки к среднерегиональным значениям или ниже их. Среднее содержание Cr (508 мг/кг) в 3–5 раз превышает значения регионального фона, оцениваемого на уровне от 110 (Таловская и др., 2014) до 156 мг/кг (Shevchenko et al., 2017). Содержание Cu больше уровня регионального фона примерно на один математический порядок. Ni и V, которые считаются индикаторами сжигания нефти (Nriagu, Pacyna, 1988), содержатся в низких концентрациях: содержание Ni не превышает среднерегиональное значение по (Shevchenko et al., 2017), а содержание V в большинстве проб ниже предела обнаружения.

Подсчёты коэффициента обогащения КО показали, что снеговая пыль в максимальной степени обогащена Ag (среднее значение КО = 148). Затем в порядке убывания следуют: Sb, Cu, Hg, Pb, Sn, Zn, Cr, у которых 10 < КО < 100 (рис. 3). Согласно (Li et al., 2015), значение КО < 10 указывает на формирование твёрдой фазы снега под влиянием природных источников, КО = 10÷100 свидетельствует о




| | Ag | Sb | Cu | Hg | Pb | Sn | Zn | Cr | Bi | W | Ni | Li | Ba | Fe | Sr | Ti | Co | Mn |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 148 | 74 | 28 | 25 | 21 | 18 | 18 | 16 | 8 | 8 | 7 | 1,0 | 1,0 | 0,9 | 0,6 | 0,5 | 0,5 | 0,1 |
| 2 | 149 | 53 | 47 | 12 | 26 | 19 | 57 | 25 | 13 | 9 | 13 | 1,0 | 0,9 | 1,2 | 0,7 | 0,9 | 1,9 | 0,9 |

**Рис. 3.** Средние значения коэффициентов обогащения элементов в твёрдофазных выпадениях:
*1* – фоновый участок; *2* – Ватинское месторождение

**Fig. 3.** Mean enrichment factors of elements in the particulate matter:
*1* – Background area; *2* – Vatinskoye oil field

смешанном пути поступления (как природный, так и антропогенный), КО > 100 показывает антропогенный путь поступления. Таким образом, Co, Mn, Ni имеют на фоновой территории природное происхождение, смешанные природно-антропогенные источники поступления характерны для халькофильных элементов и Cr.

Аккумуляция халькофильных элементов в твёрдой фазе снега на фоновых участках ранее была установлена как на Европейской территории России (Касимов и др., 2012), так и в Западной Сибири (Московченко и др., 2021). Тенденция концентрирования халькофильных элементов в твёрдофазной составляющей снеговых выпадений проявляется в разных фоновых районах Земли. Например, сходная с нашей ассоциация накапливающихся элементов отмечена в горных районах Азии, где снег содержит высокие концентрации Cd, Zn, Pb, As, Mo и Cu (КО > 100) (Li et al., 2015). В Канаде значения КО > 10 в твёрдофазной составляющей снега отмечены главным образом для халькофильных элементов: Cd, As, Sb, Ag, Pb, Cu, Zn, In, Mo, Ni, Cr (Telmer et al., 2004). Таким образом, элементный состав твёрдой фазы снега фонового участка типичен для фоновых территорий Северного полушария Земли, за исключением низкого содержания Cd, и зависит главным образом от процессов дальнего переноса аэрозолей. Преимущественное накопление халькофильных элементов свойственно фоновым территориям Земли и свидетельствует о влиянии трансграничного переноса на формирование твёрдофазных выпадений обследованного фонового участка. В растворённой форме, как и во взвеси, повышено содержание Cu, Zn и Pb. Отмечалось, что Zn, Cu, Mn и Ni в аэрозольных частицах, связанные с карбонатными минералами, хорошо растворимы (Desboeufs et al., 2005), и этим объясняется повышенное содержание этих элементов.

Разработка месторождений углеводородов приводит к формированию обширных шлейфов аэрозольного загрязнения (Алтунина и др., 2014). Основные объекты, влияющие на состав атмосферы, – факелы сжигания попутного нефтяного газа, разведочные буровые, компрессорные станции и котельные (Ященко и др., 2014; Большунова, 2015). Значительное загрязнение снега металлами (Cu, Mn, Fe) установлено в районе вахтового посёлка Заполярного газового месторождения (Pozhitkov et al., 2020). Наряду с объектами нефтедобычи, источником загрязнения служит автотранспорт. Поступление твёрдых частиц происходит не только от сжигания попутного природного газа, но и при ветровой эрозии открытого почвенного покрова, который образуется из-за таяния снежного покрова вблизи факела за счёт термического воздействия (Таловская, 2022).

На Ватинском месторождении массовая доля тяжёлых металлов в твёрдой фазе уменьшается в

*Таблица 2.* **Элементный состав снега Ватинского месторождения (*n* = 14)***

| Элементы | Твёрдая фракция, мг/кг (Fe – %) | | | | | | Растворимая форма, мкг/л | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | *X* | Me | *SD* | *D* | *Kc* | *Kd* | *X* | Me | *SD* | *Kc* |
| Ag | 2,8 | 3 | 1,7 | 1,4 | 1 | 0,9 | < ПО | < ПО | – | – |
| Ba | 219 | 215 | 98,4 | 156 | 1,1 | 1 | 1,6 | 1,4 | 1 | 0,9 |
| Bi | 0,91 | 0,84 | 0,35 | 0,7 | 1,3 | 1,1 | < ПО | < ПО | – | 1,3 |
| Cd | < ПО | < ПО | 0,5 | – | 0,8 | 1,2 | 0,033 | 0,030 | 16,1 | 0,9 |
| Co | 3.0 | 1,7 | 6,6 | 11,8 | 0,4 | 1,5 | < ПО | < ПО | – | – |
| Cr | 717 | 631 | 966 | 431 | 1,4 | 1,4 | < ПО | < ПО | – | – |
| Cu | 478 | 433 | 274 | 239 | 1,8 | 1,5 | 4,1 | 4,7 | 1,9 | 0,5 |
| Fe | 1,8 | 1,72 | 0,7 | 11,5 | 1,4 | 1,4 | 2,7 | 1,5 | 3,2 | 0,4 |
| Hg | 0,39 | 0,38 | 0,13 | 0,26 | 0,5 | 0,4 | < ПО | < ПО | – | – |
| Li | 8,4 | 9,1 | 2,1 | 5,1 | 1,1 | 1,1 | 0,019 | 0,018 | 5,1 | 1,4 |
| Mn | 275 | 471 | 95 | 276 | 1,0 | 1,0 | 4,1 | 3,3 | 6,1 | 1,2 |
| Ni | 163 | 135 | 404 | 129 | 1,6 | 1,8 | 0,18 | 0,12 | 0,44 | 2,2 |
| Pb | 167 | 173 | 55,2 | 107 | 1,4 | 1,3 | 0,83 | 0,92 | 0,54 | 0,5 |
| Sb | 7,8 | 7,8 | 5 | 3,9 | 0,8 | 0,6 | 0,032 | 0,032 | 9,5 | 1,4 |
| Sn | 13,2 | 14,9 | 10,4 | 6,9 | 1,3 | 0,9 | < ПО | < ПО | 0,8 | 1 |
| Sr | 83,7 | 79 | 18,3 | 53 | 1,3 | 1,2 | 1,1 | 0,9 | 0,66 | 1,3 |
| Ti | 1305 | 1986 | 300 | 2,5 | 1,4 | 1,3 | < ПО | < ПО | – | – |
| W | 6,5 | 7,2 | 2,5 | 3,6 | 1,4 | 1,2 | < ПО | < ПО | – | – |
| Zn | 905 | 687 | 3017 | 594 | 2,2 | 2,2 | 10,5 | 9,4 | 5,4 | 0,7 |

**X* – среднее геометрическое значение; Me – медиана; *SD* – стандартное отклонение; *D* – масса элемента, поступающего на поверхность снежного покрова на месторождении, мг/км$^2$ в сутки; *Kc* – коэффициент концентрации элементов; *Kd* – коэффициент превышения выпадений элементов на месторождении по сравнению с фоном; < ПО – содержание было ниже предела обнаружения более чем в 50% проб; прочерк – показатель не определялся.

ряду Zn > Cr > Cu > Mn > Pb > Ni > Co > Cd. Такой ряд не характерен для среднего состава верхней части земной коры по данным (Rudnick, Gao, 2003) и почв севера Западной Сибири (Опекунова и др., 2019), в которых из перечисленных элементов максимально содержание только Mn. Преобладание Zn, Cr и Cu, типичных для промышленной пыли и твёрдых отходов (Касимов и др., 2012), показывает влияние антропогенных источников на формирование состава снега. Подтверждает антропогенное влияние высокая контрастность геохимических аномалий: в отдельных пунктах опробования отмечено превышение над средними фоновыми концентрациями для Zn – в 29 раз, Ni – в 15 раз, Cr – в 12 раз. Концентрация этих элементов сильно варьирует: величина стандартного отклонения превышает среднее значение (табл. 2). По сравнению с фоновым участком средние концентрации Cu и Zn увеличиваются соответственно в 1,8 и 2,2 раза (см. табл. 2). Менее активно накаливаются Ni, Cr, Pb, W, Ti (1,4 < Kc < 1,6). Остальные элементы с Kc < 1,4 накапливаются слабо или деконцентрируются.

Обращает на себя внимание высокая концентрация Zn и Cr – в среднем 905 и 717 мг/кг соответственно, что приблизительно на один математический порядок выше кларка континентальной земной коры и находится на одном уровне с концентрацией в снеговой пыли крупных промышленных городов. Так, в нерастворимой взвеси снежного покрова восточного административного округа Москвы (Касимов и др., 2012) средняя концентрация Zn и Cr равна соответственно 673 и 135 мг/кг, а в Тюмени (Московченко и др., 2021) – 639 и 590 мг/кг. Ранее отмечалось, что на нефтяных месторождениях наблюдается рост содержания Cr в 3,8–4,5 раза по сравнению с фоновыми показателями (Московченко, Бабушкин, 2012). Отмечено, что содержание многих элементов, в том числе Zn, Cr, Co и Hg, в растворённом состоянии ниже предела обнаружения. В растворённой форме по сравнению с фоном наблюдается рост концентрации Ni, Sb, Mn, Bi. Однако выражен он слабее, чем в составе твёрдофазных выпадений, за исключением Ni, для которого отмечено увеличение в 2,2 раза в растворённой форме (см. табл. 2).

Таким образом, ассоциация элементов-загрязнителей на Ватинском месторождении включает в себя Ni, Zn, Cu и Cr. Поступление Ni происходит как в составе твёрдофазных выпадений, так и в растворённой форме, Zn, Cu и Cr – с нерастворимыми частицами. Поступление микроэлементов от объектов нефтедобычи в атмосферный воздух ранее исследовано на территории Томской области, где в нефтедобывающих районах снежная пыль отличается повышенным содержанием Cr, Pb, Sb, Zn, Ba и As (Большунова, 2015). В эпифитных лишайниках – индикаторах пылевых выпадений – содержание Cr, Fe, Zn и Sb повышено по сравнению со среднерегиональными величинами (Межибор, Большунова, 2014). Обращает на себя внимание, что индикаторами воздействия нефтедобычи, как и в наших результатах, служат Cr и Zn.

Вероятные источники поступления этих металлов требуют обсуждения. Наиболее часто в качестве источника техногенных аэрозолей на нефтяных месторождениях указываются факелы сжигания попутного нефтяного газа, которые выбрасывают в атмосферу сажу, диоксид углерода $CO_2$, диоксид азота $NO_2$ (Токарева, Полищук, 2011), а также бенз(а)пирен, сернистый ангидрид, тяжёлые металлы (Ященко и др., 2014). На месторождениях ХМАО – Юрга возле факелов сжигания попутного газа отмечено повышенное содержание в снеге Zn, Fe, Mn, Cu, Cr и Ni (Московченко, Бабушкин, 2012). Исследование элементного состава нефти (Begak, Syroezhko, 2001) показало значительную изменчивость содержания микроэлементов, в том числе индикаторных – V и Ni. Так, содержание V изменяется более чем на порядок – от 1,2 до 35 мкг/см$^3$. Вероятно, состав попутного нефтяного газа на Ватинском месторождении отличается малым содержанием V и значительным участием Ni, о чём свидетельствует рост концентрации Ni в растворённой и взвешенной формах и крайне низкое содержание V более чем в 50% проб, не превышающее предел обнаружения (см. табл. 2).

Значения суммарного показателя загрязнения на территории месторождения изменяются от 1 до 41 (среднее 10). Преобладает низкий, неопасный уровень загрязнения (Zc < 32). В двух пунктах опробования, расположенных в южной части месторождения, значения Zc лежат в диапазоне 32–64, что соответствует умеренно опасному уровню загрязнения (Касимов и др., 2012). Рост значений Zc связан с высоким содержанием Zn и Ni (рис. 4). Именно в южной части месторождения сосредоточены основные объекты

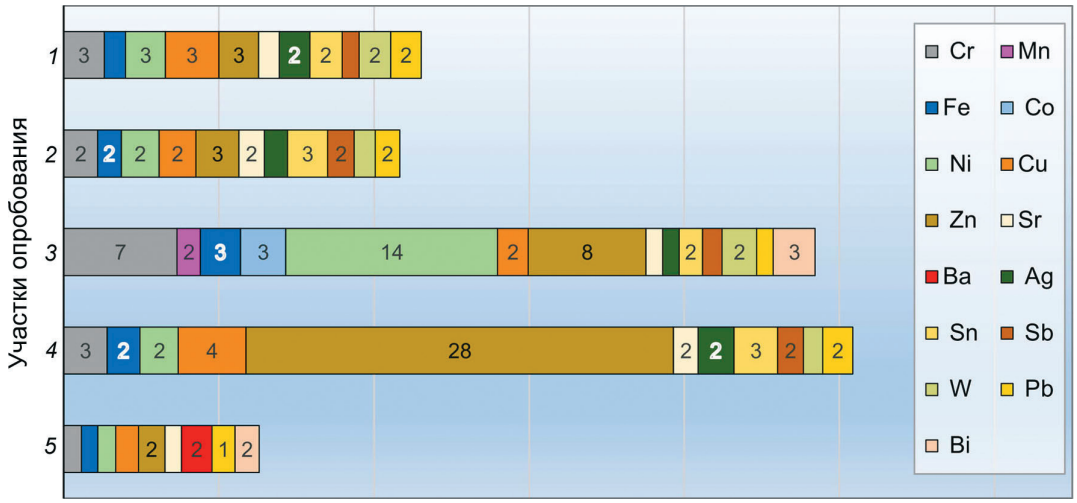



**Рис. 4.** Значения коэффициентов концентрации металлов и металлоидов *Кс* в снеговой пыли на участках с различными промышленными объектами:
*1* – куст эксплуатационных скважин; *2* – дожимная насосная станция; *3* – разведочная скважина, кусты эксплуатационных скважин, автодорога; *4* – эксплуатационные кусты, коридор коммуникаций, дожимная насосная станция; *5* – куст эксплуатационных скважин

**Fig. 4.** Concentration factors (CF) at sites with various industrial facilities:
*1* – production well pad; *2* –booster pumping station; *3* – exploration drill hole, production wells pads, highway; *4* – production wells pads, communications corridor, booster pumping station; *5* – production well pad

*Таблица 3.* **Результаты факторного анализа элементного состава твёрдой фракции снега на Ватинском месторождении (метод главных компонент)***

| Элементы | Первый фактор | Второй фактор | Третий фактор |
|---|---|---|---|
| Li | 0,50 | –0,38 | –0,49 |
| Ti | **–0,75** | –0,44 | –0,21 |
| Cr | 0,58 | **–0,70** | 0,30 |
| Mn | –0,59 | –0,60 | –0,40 |
| Fe | 0,31 | **–0,80** | –0,25 |
| Co | –0,09 | **–0,91** | 0,04 |
| Ni | 0,37 | **–0,84** | 0,24 |
| Cu | **0,94** | 0,13 | –0,04 |
| Zn | 0,69 | –0,10 | –0,24 |
| Sr | 0,27 | –0,07 | **–0,86** |
| Ag | **0,94** | 0,19 | –0,01 |
| Cd | –0,46 | –0,07 | –0,41 |
| Sn | **0,91** | 0,07 | –0,03 |
| Sb | **0,92** | –0,14 | –0,04 |
| Ba | –0,36 | –0,08 | –0,37 |
| W | 0,56 | –0,48 | 0,44 |
| Hg | –0,60 | –0,03 | 0,64 |
| Pb | 0,31 | 0,14 | **–0,75** |
| Bi | –0,46 | –0,53 | 0,35 |
| *Pn* (пылевая нагрузка) | **–0,74** | –0,19 | –0,55 |
| Вклад фактора в общую дисперсию | 7,63 | 4,03 | 3,34 |
| Доля дисперсий главных компонент | 0,39 | 0,20 | 0,17 |

*Факторный анализ выполнен методом главных компонент; выделены значения > 0,7.

инфраструктуры и проходит коридор коммуникаций, включая автомобильную и железную дороги, магистральные трубопроводы, что позволяет связать рост содержания Zn и Ni с воздействием транспорта. Cr и Ni накапливаются вблизи добывающих и разведочных скважин, индицируя поступление этих элементов в результате буровых работ. Значения суммарного показателя выпадения элементов Zd на территории месторождения изменяются от 2 до 33, что соответствует низкому уровню загрязнения с неопасной экологической ситуацией (Zd < 1000). Низкие значения Zd связаны со слабой пылевой нагрузкой.

Для выявления геохимических ассоциации элементов в снеговой пыли проведён факторный анализ (табл. 3). Полученные результаты позволили выделить три фактора, определяющих закономерности формирования химического состава снеговой пыли и в совокупности определяющие 76% варьирования всех переменных. *Первый фактор* (39% суммарной дисперсии) объединяет Cu, Sn, Sb, Ag (положительные значения), Ti и величину пылевой нагрузки (отрицательные значения). К данному фактору относятся халькофильные элементы, которые в составе аэрозолей переносятся на большие расстояния и считаются загрязнителями в глобальном масштабе. Повышенная концентрация этих элементов наблюдается при пониженной пылевой нагрузке, поскольку наиболее обогащены этими элементами субмикронные частицы. *Второй фактор* (20% суммарной дисперсии) связывает Cr, Ni, Fe и Co. Рост содержания этих элементов в районе размещения скважин позволяет связать данный фактор с буровыми работами. Влияние этого фактора, судя по вкладу в суммарную дисперсию, выражено слабее фактора дальнего переноса загрязнителей. *Третий фактор*, содержащий самый слабый вклад в суммарную дисперсию (17%), связывает содержание Pb и Sr. Слабое загрязнение этими элементами отмечено вблизи коридора коммуникаций, в котором проходят автомобильная и железная дороги, а также трубопроводы, что указывает на их транспортную природу. Таким образом, парагенетические ассоциации индицируют источники поступления металлов в снежную пыль: для Zn, Cu, Sn и Sb – влияние дальнего переноса, для Ni и Cr – буровые работы.

## Выводы

Как на фоновой территории, так и на месторождении снег имеет кислую реакцию. Величина пылевой нагрузки меньше, чем на сопредельных территориях Западной Сибири. Нерастворимая фаза снега на фоновом участке обогащена халькофильными элементами, что типично для фоновых территорий Земли и зависит от процессов дальнего переноса воздушных масс. Ассоциация элементов-загрязнителей на Ватинском месторождении включает в себя Ni, Zn, Cu и Cr. Ni поступает как в составе твёрдофазной составляющей, так и в растворённой форме. Zn, Cu и Cr поступает с нерастворимыми частицами. Источник поступления Ni и Cr –

буровые работы, повышенного содержания Zn и Cu – районы размещения факелов сжигания попутного газа. Степень обогащения выпадений из атмосферы металлами и металлоидами, согласно результатам вычисления суммарного показателя загрязнения Zc, в большинстве пунктов опробования меньше 32, что соответствует низкому, неопасному уровню. Максимальная концентрация элементов отмечена в нерастворимом осадке снега на участке с высокой плотностью размещения объектов инфраструктуры месторождения. Из-за незначительной пылевой нагрузки интенсивность атмосферного выпадения элементов низкая, все значения коэффициента выпадения элементов Zd соответствуют низкому уровню загрязнения.

**Благодарности.** Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 19–05–50062 «Эколого-геохимическая оценка выпадений снеговой и дорожной пыли в северных районах Западной Сибири», и госзадания ТюмНЦ СО РАН № 121041600045–8.

**Acknowledgments.** This research was funded by the Russian Foundation for Basic Research (project № 19–05–50062) and project № 121041600045–8 Tyumen Scientific Centre of Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences.

## Литература

*Алтунина Л.К., Сваровская Л.И., Ященко И.Г., Алексеева М.Н.* Загрязнение окружающей среды при сжигании попутного нефтяного газа на территории нефтедобывающих предприятий // Химия в интересах устойчивого развития. 2014. № 22. С. 217–222.

*Большунова Т.С.* Оценка степени трансформации природной среды в районах нефтегазодобывающего комплекса Томской области по данным изучения снегового покрова и лишайников-эпифитов. Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук: Томский нац. исслед. политех. ун-т, 2015. 21 с.

*Василенко В.Н., Артемов И.Е., Беликова Т.В., Успин А.А.* Кислотно-щелочные характеристики снежного покрова территории России // Метеорология и гидрология. 2007. № 4. С. 100–104. doi: 10.3103/S1068373907040097.

*Водяницкий Ю.Н., Савичев А.Т., Трофимов С.Я., Шишконакова Е.А.* Накопление тяжёлых металлов в загрязнённых нефтью торфяных почвах // Почвоведение. 2012. № 10. С. 1109–1114.

*Ермолов Ю.В., Смоленцев Н.Б.* Зимний фоновый сток примесей атмосферы на юго-востоке Западной Сибири // Оптика атмосферы и океана. 2020. Т. 33. № 1 (372). С. 75–81. doi: 10.15372/AOO20200111.

*Карандашев В.К., Хвостиков В.А., Носенко С.Ю., Бурмий Ж.П.* Использование высокообогащенных стабильных изотопов в массовом анализе образцов горных пород, грунтов, почв и донных отложений методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой // Заводская лаборатория. Диагностика материалов. 2016. Т. 82. № 7. С. 6–15.

*Касимов Н.С., Кошелева Н.Е., Власов Д.В., Терская Е.В.* Геохимия снежного покрова в восточном округе Москвы // Вестн. МГУ. Сер. 5: География. 2012. № 4. С. 14–24.

*Литау В.В., Таловская А.В., Язиков Е.Г., Лончакова А.Д., Третьякова М.И.* Оценка пылевого загрязнения атмосферы г. Омска по данным снеговой съемки // Оптика атмосферы и океана. 2015. Т. 28. № 3. С. 256–259.

*Межибор А.М., Большунова Т.С.* Биогеохимическая характеристика сфагновых мхов и эпифитных ли-

## References

*Altunina L.K., Svarovskaya L.I., Yashchenko I.G., Alekseyeva M.N.* Environmental pollution caused by associated petroleum gas combustion at the territory of oil producing enterprises. *Khimiya v interesakh ustoychivogo razvitiya*. Chemistry for sustainable development. 2014, 22 (3): 217–222. [In Russian].

*Bol'shunova T.S.* Assessment of the degree of transformation of the natural environment in the areas of the oil and gas production complex of the Tomsk region according to the study of snow cover and lichen-epiphytes. PhD-tesis. Tomsk: TGU, 2015: 21 p. [In Russian].

*Vasilenko V.N., Artemov I.E., Belikova T.V., Uspin A.A.* Acid-base characteristics of Russian snow cover. *Meteorologiya i gidrologiya*. Russian meteorology and hydrology. 2007, 4: 100–104. doi: 10.3103/S1068373907040097. [In Russian].

*Vodyanikij Yu.N., Savichev A.T., Trofimov S.Ya., Shishkonakova E.A.* Accumulation of heavy metals in oil-contaminated peat soils. *Pochvovedenie*. Eurasian Soil Science. 2012, 10: 1109–1114. [In Russian].

*Yermolov Yu.V., Smolentsev N.B.* Winter background aerosol deposition in the south-eastern part of Western Siberia. *Optika atmosfery i okeana*. Atmospheric and oceanic optics. 2020, 33 (1-372): 75–81. doi: 10.15372/AOO20200111. [In Russian].

*Karandashev V.K., Khvostikov V.A., Nosenko S.Yu., Burmiy Zh.P.* The use of highly enriched stable isotopes in the mass analysis of samples of rocks, soils, soils and bottom sediments by inductively coupled plasma mass spectrometry. *Zavodskaya laboratoriya. Diagnostika materialov*. Factory laboratory. Diagnostics of materials. 2016, 82 (7): 6–15. [In Russian].

*Kasimov N.S., Kosheleva N.E., Vlasov D.V., Tverskaya E.V.* Geochemistry of snow cover in the Eastern district of Moscow. *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5: Geografiya*. Moscow University Bull. Series 5: Geography. 2012, 4: 14–24. [In Russian].

*Litau V.V., Talovskaya A.V., Yazikov E.G., Lonchakova A.D., Tretyakova M.I.* Dust pollution assessment on the territory of Omsk city using snow survey. *Optika atmosfery i okeana*. Atmospheric and oceanic optics. 2015, 28 (3): 256–259. [In Russian].

шайников в районах нефтегазодобывающего комплекса Томской области // Изв. Томского политех. ун-та. 2014. Т. 325. № 1. С. 205–213.

*Моисеенко Т.И., Гашкина Н.А., Дину М.И., Хорошавин В.Ю., Кремлева Т.А.* Влияние природных и антропогенных факторов на процессы закисления вод в гумидных регионах // Геохимия. 2017. № 1. С. 41–56. doi: 10.7868/S0016752516120104.

*Московченко Д.В., Бабушкин А.Г.* Особенности формирования химического состава снеговых вод на территории Ханты-Мансийского автономного округа // Криосфера Земли. 2012. Т. 16. № 1. С. 71–81.

*Московченко Д.В., Пожитков Р.Ю., Курчатова А.Н., Тимшанов Р.И.* Геохимическая характеристика снежного покрова Тюмени // Вестн. МГУ. Сер. 5: География. 2021. № 3. С. 13–26.

*Опекунова М.Г., Опекунов А.Ю., Кукушкин С.Ю., Ганул А.Г.* Фоновое содержание химических элементов в почвах и донных осадках севера Западной Сибири // Почвоведение. 2019. № 4. С. 422–439. doi: 10.1134/S0032180X19020114.

*Пожитков Р.Ю., Тигеев А.А., Московченко Д.В.* Оценка пылевых выпадений в снежном покрове с использованием данных дистанционного зондирования Земли (на примере г. Нижневартовска) // Оптика атмосферы и океана. 2020. Т. 33. № 10. С. 767–773. doi: 10.15372/AOO20201004.

*Сает Ю.Е., Ревич Б.А., Янин Е.П., Смирнова Р.С., Башаркевич И.Л., Онищенко Т.Л., Павлова Л.Н., Трефилова Н.Я., Ачкасов А.И., Саркисян С.Ш.* Геохимия окружающей среды. М.: Недра, 1990. 335 с.

*Таловская А.В., Симоненков Д.В., Филимоненко Е.А., Белан Б.Д., Язиков Е.Г., Рычкова Д.А., Ильенок С.С.* Исследование состава пылевого аэрозоля на фоновой и городской станциях наблюдения в Томском регионе зимой 2012/13 г. // Оптика атмосферы и океана. 2014. Т. 27. № 11. С. 999–1005.

*Таловская А.В.* Экогеохимия атмосферных аэрозолей на урбанизированных территориях юга Сибири (по данным изучения состава нерастворимого осадка снегового покрова). Дис. на соиск. уч. степ. д-ра геол.-минер. наук. Томск: Нац. исслед. Томский политех. ун-т, 2022. 373 с.

*Токарева О.С., Полищук Ю.М.* Оценка экологического риска воздействия атмосферного загрязнения на растительность // Оптика атмосферы и океана. 2011. Т. 24. № 8. С. 717–721.

*Филимоненко Е.А.* Эколого-геохимическая обстановка в районах расположения объектов теплоэнергетики по данным изучения нерастворимой и растворимой фаз снега (на примере Томской области). Дис. на соиск. уч. степ. канд. геол.-минер. наук. Томск: Нац. исслед. Том. политех. ун-т, 2015. 152 с.

*Шевченко В.П., Лисицын А.П., Штайн Р., Горюнова Н.В., Клювиткин А.А., Кравчишина М.Д., Кривс М., Новигатский А.Н., Соколов В.Т., Филиппов А.С., Хаас Х.* Распределение и состав нерастворимых частиц в снеге Арктики // Проблемы Арктики и Антарктики. 2007. № 1 (75). С. 106–118.

*Янченко Н.И.* Практика отбора проб снежного покрова для химического анализа // Изв. Томского политех. ун-та. Инжиниринг георесурсов. 2020. Т. 331. № 12. С. 94–104. doi: 10.18799/24131830/2020/12/2943.

*Mezhibor A.M., Bolshunova T.S.* Biogeochemical characteristics of sphagnum mosses and epiphytic lichens in the areas of the oil and gas complex of the Tomsk region. *Izvestiya Tomskogo politechnicheskogo universiteta*. Bulletin of the Tomsk Polytechnic University2014, 325 (1): 205–213. [In Russian].

*Moiseyenko T.I., Gashkina N.A., Dinu M.I., Khoroshavin V.Yu., Kremleva T.A.* Influence of natural and anthropogenic factors on water acidification in humid regions. *Geohimiya*. Geochemistry. 2017, 1: 41–56. doi: 10.7868/S0016752516120104. [In Russian].

*Moskovchenko D.V., Babushkin. A.G.* Features of formation of the chemical composition of snow cover on the territory of the Khanty-Mansi Autonomous Okrug. *Kriosfera Zemli.* Earth's Cryosphere. 2012, XXVI (2): 71–81. [In Russian].

*Moskovchenko D.V., Pojitkov R.Yu., Kurchatova A.N., Timshanov R.I.* Geochemistry of snow cover within the Tyumen city. *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5: Geografiya*. Moscow University Bulletin. Series 5: Geography. 2021, 3: 13–26. [In Russian].

*Opekunova M.G., Opekunov A.Yu., Kukushkin S.Yu., Ganul A.G.* Background contents of heavy metals in soils and bottom sediments in the north of Western Siberia. *Pochvovedenie*. Eurasian Soil Science. 2019, 4: 422–439. doi: 10.1134/S0032180X19020114. [In Russian].

*Pojitkov R.Yu., Tigeev A.A., Moskovchenko D.V.* Assessment of dust fallout in the snow cover using remote sensing data: the case of Nizhnevartovsk. *Optika atmosfery i okeana*. Atmospheric and oceanic optics. 2020, 33 (10): 767–773. doi: 10.15372/AOO20201004. [In Russian].

*Saet Yu.E., Revich B.A., Yanin E.P., Smirnova R.S., Basharkevich I.L., Onishhenko T.L., Pavlova L.N., Trefilova N.Ya., Achkasov A.I., Sarkisyan S.Sh. Geohimiya okruzhayushchej sredy.* Geochemistry of the environment. Moscow: Nedra, 1990: 335 p. [In Russian].

*Talovskaya A.V., Simonenkov D.V., Filimonenko E.A., Belan B.D., Yazikov E.G., Rychkova D.A., Ilyenok S.S.* Study of aerosol composition in tomsk region background and urban stations (the winter period 2012/13). *Optika atmosfery i okeana*. Atmospheric and oceanic optics. 2014, 27 (11): 999–1005. [In Russian].

*Talovskaya A.V. Ekogeokhimiya atmosfernykh aerozoley na urbanizirovannykh territoriyakh yuga Sibiri (po dannym izucheniya sostava nerastvorimogo osadka snegovogo pokrova).* Ecogeochemistry of atmospheric aerosols in the urbanized territories of southern Siberia (on the basis of chemical composition of snow particulate matter). PhD. Tomsk: TGU, 2022: 373 p.

*Tokareva O.S., Polishchuk Yu.M.* Assessment of environmental risk of pollution air impact on vegetation. *Optika atmosfery i okeana.* Atmospheric and oceanic optics. 2011, 24 (8): 75–81. [In Russian].

*Filimonenko E.A. Ekologo-geokhimicheskaya obstanovka v rayonakh raspolozheniya ob"ektov teploenergetiki po dannym izucheniya nerastvorimoy i rastvorimoy faz snega (na primere Tomskoy oblasti).* Ecological and geochemical situation in the areas of thermal power facilities according to the study of insoluble and soluble phases of snow (on the example of the Tomsk region). PhD. Tomsk: TGU, 2015: 152 p. [In Russian].

*Shevchenko, V.P., Lisitsyn, A.P., Stein, R., Goryunova N.V., Klyuvitkin A.A., Kravchishina M.D., Crews M., Novigatsky A.N., Sokolov V.T., Filippov A.S., Haas H.* Distribution and composition of insoluble particles in Arctic

*Ященко И.Г., Сваровская Л.И., Алексеева М.Н.* Оценка экологического риска сжигания попутного нефтяного газа в Западной Сибири // Оптика атмосферы и океана. 2014. Т. 27. № 6. С. 560–564.

*Begak O.Y., Syroezhko A.M.* Identification of oil pollution sources by a set of modern instrumental methods // Journ. of Appl. Chemistry. 2001. V. 74. P. 784–787. doi: 10.1023/A:1012745001700.

*Desboeufs K., Sofikitis A., Losno R., Colin J., Ausset P.* Dissolution and solubility of trace metals from natural and anthropogenic aerosol particulate matter // Chemosphere. 2005. V. 58. P. 195–203. doi: 10.1016/j.chemosphere.2004.02.025.

*Karandashev V.K., Orlova T.A., Lezhnev A.E., Nosenko S.V., Zolotareva N.I., Moskvitina I.R., Turanov A.N.* Use of the inductively coupled plasma mass spectrometry for element analysis of environmental objects // Inorganic Materials. 2008. V. 44. P. 1491–1500. doi: 10.1134/S0020168508140045

*Kuznetsova V.P.* The reaction of the environment to climate change in the Northern latitudes (on the example of the taiga zone of the Khanty-Mansiysk Autonomous Okrug-Yugra) // Environmental dynamics and global climate change. 2020. V. 11. № 2. P. 24–36.

*Li T., Wang Y., Li W.J., Chen J.M., Wang T., Wang W.X.* Concentrations and solubility of trace elements in fine particles at a mountain site, southern China: regional sources and cloud processing // Atmos. Chem. Phys. 2015. V. 15. P. 8987–9002. doi: 10.5194/acp-15-8987–2015.

*Nriagu J.O., Pacyna J.M.* Quantitative assessment of worldwide contamination of air, water and soils by trace metals // Nature. 1988. V. 333. P. 134–139.

*Pozhitkov R., Moskovchenko D., Soromotin A., Kudryavtsev A., Tomilova E.* Trace elements composition of surface snow in the polar zone of northwestern Siberia: the impact of urban and industrial emissions // Environmental Monitoring and Assessment. 2020. V. 192. № 4. P. 215–221. doi: 10.1007/s10661-020-8179-4.

*Rudnick R.L., Gao S.* Composition of the continental crust // Treatise on Geochemistry. 2003. V. 3. P. 1–64. doi: 10.1016/B978-0-08-095975-7.*00301-6.*

*Shevchenko V.P., Pokrovsky O.S., Vorobyev S.N. Krickov I.V., Manasyrov R.M., Politova N.V., Kopysov S.G., Dara O.M., Auda Y., Shirokova L.S., Kolesnichenko V.A., Zemtsov V.A., Kirpotin S.N.* Impact of snow deposition on major and trace element concentrations and elementary fluxes in surface waters of the Western Siberian Lowland across a 1700 km latitudinal gradient // Hydrology and Earth System Sciences. 2017. V. 21. № 11. P. 5725–5746. doi: 10.5194/hess-21-5725-2017.

*Shevchenko V.P., Vorobyev S.N., Krickov I.V., Boev A.G., Lim A.G., Novigatsky A.N., Starodymova D.P., Pokrovsky O.S.* Insoluble Particles in the Snowpack of the Ob River Basin (Western Siberia) a 2800 km Submeridional Profile // Atmosphere. 2020. V. 11. p. 1184 doi: 10.3390/atmos11111184.

*Telmer K., Bonham-Carter G.F., Kliza D.A., Hall G.E.M.* The atmospheric transport and deposition of smelter emissions: evidence from multi element geochemistry of snow, Quebec, Canada // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2004. V. 68. № 14. P. 2961–2980. doi: 10.1016/j.gca.2003.12.022.

snow. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of the Arctic and Antarctic. 2007, 75: 106–118. [In Russian].

*Yanchenko N.I.* Practice of snow cover sampling for chemical analysis. *Izvestiya Tomskogo politexnicheskogo universiteta. Inzhiniring georesursov.* Bull. of Tomsk Polytechnic University. Geo Assets Engineering. 2020, 331 (12): 94–104. doi: 10.18799/24131830/2020/12/2943. [In Russian].

*Yashchenko I.G., Svarovskaya L.I., Alekseyeva M.N.* Assessment of environmental risk associated with gas flaring in Western Siberia. *Optika atmosfery i okeana*. Atmospheric and oceanic optics. 2014. 27 (6): 560–564. [In Russian].

*Begak O.Y., Syroezhko A.M.* Identification of oil pollution sources by a set of modern instrumental methods. Journ. of Appl. Chemistry. 2001, 74: 784–787. doi: 10.1023/A:1012745001700.

*Desboeufs K., Sofikitis A., Losno R., Colin J., Ausset P.* Dissolution and solubility of trace metals from natural and anthropogenic aerosol particulate matter. Chemosphere. 2005, 58: 195–203. doi: 10.1016/j.chemosphere.2004.02.025.

*Karandashev V.K., Orlova T.A., Lezhnev A.E., Nosenko S.V., Zolotareva N.I., Moskvitina I.R., Turanov A.N.* Use of the inductively coupled plasma mass spectrometry for element analysis of environmental objects. Inorg Mater. 2008, 44: 1491–1500. doi: 10.1134/S0020168508140045.

*Kuznetsova V.P.* The reaction of the environment to climate change in the Northern latitudes (on the example of the taiga zone of the Khanty-Mansiysk Autonomous Okrug-Yugra. Environmental dynamics and global climate change. 2020, 11 (2): 24–36.

*Li T., Wang Y., Li W.J., Chen J.M., Wang T., Wang W.X.* Concentrations and solubility of trace elements in fine particles at a mountain site, southern China: regional sources and cloud processing. Atmos. Chem. Phys. 2015, 15: 8987–9002. doi: 10.5194/acp-15-8987-2015.

*Nriagu J.O., Pacyna J.M.* Quantitative assessment of worldwide contamination of air, water and soils by trace metals. Nature. 1988, 333: 134–139.

*Pojitkov R.Yu., Moskovchenko D.V., Soromotin A.V., Kudryavtsev A.A., Tomilova E.V.* Trace elements composition of surface snow in the polar zone of northwestern Siberia: the impact of urban and industrial emissions. Environmental Monitoring and Assessment. 2020, 192 (4): 215–221. doi: 10.1007/s10661-020-8179-4.

*Rudnick R.L., Gao S.* Composition of the continental crust. Reatise on Geochemistry. The Crust. Elsevier Sci., 2003, 3: 1–64. doi: 10.1016/B978-0-08-095975-7.00301-6.

*Shevchenko V.P., Pokrovsky O.S., Vorobyev S.N., Krickov I.V., Manasyrov R.M., Politova N.V., Kopysov S.G., Dara O.M., Auda Y., Shirokova L.S., Kolesnichenko V.A., Zemtsov V.A., Kirpotin S.N.* Impact of snow deposition on major and trace element concentrations and elementary fluxes in surface waters of the Western Siberian Lowland across a 1700 km latitudinal gradient. Hydrology and Earth System Sciences. 2017, 21 (11): 5725–5746. doi: 10.5194/hess-21-5725-2017.

*Shevchenko V.P., Vorobyev S.N., Krickov I.V., Boev A.G., Lim A.G., Novigatsky A.N., Starodymova D.P., Pokrovsky O.S.* Insoluble Particles in the Snowpack of the Ob River Basin (Western Siberia) a 2800 km Submeridional Profile. Atmosphere. 2020, 11: 1184. doi: 10.3390/atmos11111184.

*Telmer K., Bonham-Carter G.F., Kliza D.A., Hall G.E.M.* The atmospheric transport and deposition of smelter emissions: evidence from multi element geochemistry of snow, Quebec, Canada. Geochimica et Cosmochimica Acta. 2004, 68 (14): 2961–2980. doi: 10.1016/j.gca.2003.12.022.

УДК 551.577.5 DOI: 10.31857/S2076673422040152, EDN: MHXFYO

# Химические характеристики снежного покрова в высокоширотной Арктике (мыс Баранова, остров Большевик, архипелаг Северная Земля)

**© 2022 г. О.В. Шевцова[1*], Е.Д. Добротина[2], А.Б. Гончарова[3], А.П. Недашковский[1,2]**

[1]Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН, Владивосток, Россия;
[2]Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия;
[3]Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия
[*]ov_shevtsova@mail.ru

# Chemical characteristics of snow cover in the high-latitude Russian Arctic (Baranov Cape, Bolshevik Island, Severnaya Zemlya)

**O.V. Shevtsova[1*], E.D. Dobrotina[2], A.B. Goncharova[3], A.P. Nedashkovsky[1,2]**

[1]V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia;
[2]Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia;
[3]Saint Petersburg State University, St. Petersburg, Russia
*ov_shevtsova@mail.ru

*Received December 18, 2021 / Revised July 27, 2022 / Accepted October 7, 2022*

**Keywords:** ***snow cover, chemical composition, high-altitude Arctic, total acidity, Severnaya Zemlya.***

**Summary**

For the first time, features of the chemical composition of the snow cover during its accumulation on the Bolshevik Island (the area of the research station «Cape Baranov» Ice base») were studied. In winter 2018/19, the following elements density, conductivity, total acidity, pH, $NH_4^+$, $NO_2^-$, $NO_3^-$, $PO_4^{3-}$, and Si and, additionally, $Na^+$, $K^+$, $Ca^{2+}$, $Mg^{2+}$, $Cl^-$, and $SO_4^{2-}$, were measured in new and old snow. Regularities of changes in the parameters of these two types of snow with time have been found. New snow is characterized by negative time trends in density, pH, conductivity, and total acidity, and by positive ones – in $NO_3^-$. All statistically significant changing parameters of new snow, except $NH_4$+, showed high temporal variability. In the old snow, trends of decreasing $NO_3^-$ and total acidity and increasing pH with the depth in the snow cover, as well as a positive correlation between $NO_3^-$ and $NH_4^+$ have been revealed, that is not typical for the new snow. It was shown that the ammonium content in the old snow was, on average, 2.8 times higher than in the new one. The influence of different natural and anthropogenic factors on the snow chemical composition on the Bolshevik Island is discussed. We show that the increase in the total acidity of snow up to 0.001–0.014 meq/l in November–June during the young ice formation and then freeze-up could be due to anthropogenic nitrogen and sulfur oxides in roughly equal proportions. However, the chemical composition of the studied snow corresponds to the zone of the ecological norm. We compared the chemical composition of snow on the Bolshevik Island with similar characteristics of precipitation in other background regions of the Russian Federation using data of the World Weather Watch of the World Meteorological Organization. It was revealed that the studied snow was more acidic, less mineralized, depleted in sulfates, ammonium, nitrates and contained low electrical conductivity. In comparison with the snow cover on the Golomyanny Island (Severnaya Zemlya), the studied old snow contained minimal amounts of basic ions and was more acidic.

**Citation:** Shevtsova O.V., Dobrotina E.D., Goncharova A.B., Nedashkovsky A.P. Chemical characteristics of the snow cover in the high Arctic (Baranov Cape, Bolshevik Island, Severnaya Zemlya Archipelago). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2022, 62 (4): 564–578 [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673422040152, edn: mhxfyo

*Поступила 18 декабря 2021 г. / После доработки 27июля 2022 г. / Принята к печати 7 октября 2022 г.*

**Ключевые слова:** ***снежный покров, химический состав, общая кислотность, Северная Земля.***

Впервые изучены особенности химического состава снежного покрова в период его накопления на о. Большевик (район научно-исследовательского стационара «Ледовая База «Мыс Баранова»). Зимой 2018/19 г. в свежем и слежавшемся снеге измерены удельная электропроводность, плотность, общая кислотность, pH, $NH_4^+$, $NO_3^-$, $NO_2^-$, $PO_4^{3-}$, Si и, дополнительно, в слежавшемся снеге – $Na^+$, $K^+$, $Ca^{2+}$, $Mg^{2+}$, $Cl^-$ и $SO_4^{2-}$. Найдены закономерности изменения параметров свежего и слежавшегося снега, обсуждается влияние морских и антропогенных факторов. Проведено сравнение химического состава снега о. Большевик с составом атмосферных осадков и снежного покрова в других фоновых районах Российской Федерации.

## Введение

Исследования химического состава снежного покрова важны для оценки содержания природных и антропогенных примесей в атмосфере и их воздушного переноса из других регионов. В Российской Арктике мониторинг ионного состава и кислотности снега выполняется по данным нескольких десятков пунктов регулярных наблюдений. Из них около десяти находятся на островах. Результаты островных наблюдений за 10–20-летние периоды обобщены в работах последнего десятилетия (Ветров и др., 2014; Котова, Шевченко, 2014; Третьяков и др., 2020; Котова и др., 2021). В частности, для этих территорий выявлены значительная межгодовая изменчивость величины pH и содержания морских ионов в снежном покрове, рост последних в зональном направлении, преобладающее влияние на состав снега морского аэрозоля (Котова и др., 2021) и отсутствие процессов закисления снега при воздействии фоновых и близких к фоновым потоков серы и азота со снежными осадками (Ветров и др., 2014). Однако особенности формирования химического состава снега Арктики всё ещё изучены мало.

При исследовании химического состава снежного покрова в качестве исходных данных обычно применяют результаты анализа интегральных проб, которые дают представление о суммарном накоплении веществ из атмосферных выпадений и о средних их содержаниях за весь период формирования покрова. Но такой подход не позволяет рассматривать изменения химических характеристик снега более детально – по мере накопления снежного покрова и в связи с изменением интенсивности влияющих на него различных морских и континентальных факторов. Для этого требуется более частый отбор проб, в том числе свежевыпавшего снега. Удалённость от материка и сложные климатические условия высокоширотной Арктики (температурный и ветровой режим, долгая полярная ночь) затрудняют процесс отбора проб, и до настоящего времени подобные наблюдения не проводились. Несмотря на наличие в снеге антропогенных веществ – результата влияния атмосферного переноса и местных факторов – острова Российской Арктики в целом остаются фоновыми районами, где проявления техногенеза считаются минимальными (Ветров и др., 2014; Котова, Шевченко, 2014; Третьяков и др., 2020; Котова и др., 2021). Учитывая предполагаемое увеличение антропогенной нагрузки в процессе освоения арктических территорий (Котова и др., 2021), необходимо подробнее исследовать современное фоновое состояние этих островов.

Цель исследования – изучение особенностей химического состава снежного покрова в период его накопления зимой 2018/19 г. на арктической островной территории (о. Большевик, Северная Земля). Задачи исследования: выявление закономерностей изменения химического состава свежевыпавшего и слежавшегося снега; сравнение с составом атмосферных осадков и снежного покрова в других фоновых районах Российской Федерации; оценка влияния отдельных природных и антропогенных факторов.

## Материалы и методы

Химический состав снежного покрова (свежевыпавшего и слежавшегося снега) изучался с октября 2018 по июнь 2019 г. вблизи научно-исследовательского стационара (НИС) «Ледовая база «Мыс Баранова» на о. Большевик (рис. 1). В публикации (Богородский и др., 2018) дана географическая характеристика района наблюдений, на рис. 2 – ход температуры воздуха на метеостанции НИС (электронный архив). Первый свежий снег отобран в самом начале образования снежного покрова, последний – перед окончательным таянием снега после подъёма температуры воздуха выше 0 °C. Пробы слежавшегося снега отобрали в конце периода накопления снежного покрова в начале июня. Определяли плотность ρ, удельную электропроводность $\varkappa$, общую (титруемую) кислотность $A$, pH, концентрации аммония $NH_4^+$, нитритов $NO_2^-$, нитратов $NO_3^-$, фосфатов $PO_4^{3-}$, силикатов Si и минерализацию $M$, а также дополнительно в слежавшемся снеге – содержание ионов $Na^+$, $K^+$, $Ca^{2+}$, $Mg^{2+}$, $Cl^-$, $SO_4^{2-}$.

Пробы отбирали на плоской поверхности с наветренной стороны с предосторожностями, исключающими загрязнение образцов снега (в частности, применялась специальная одежда и обувь). Периодичность и место отбора образцов (79,23–79,29° с.ш., 101,28–101,81° в.д.) зависели в основном от погодных условий. Свежий

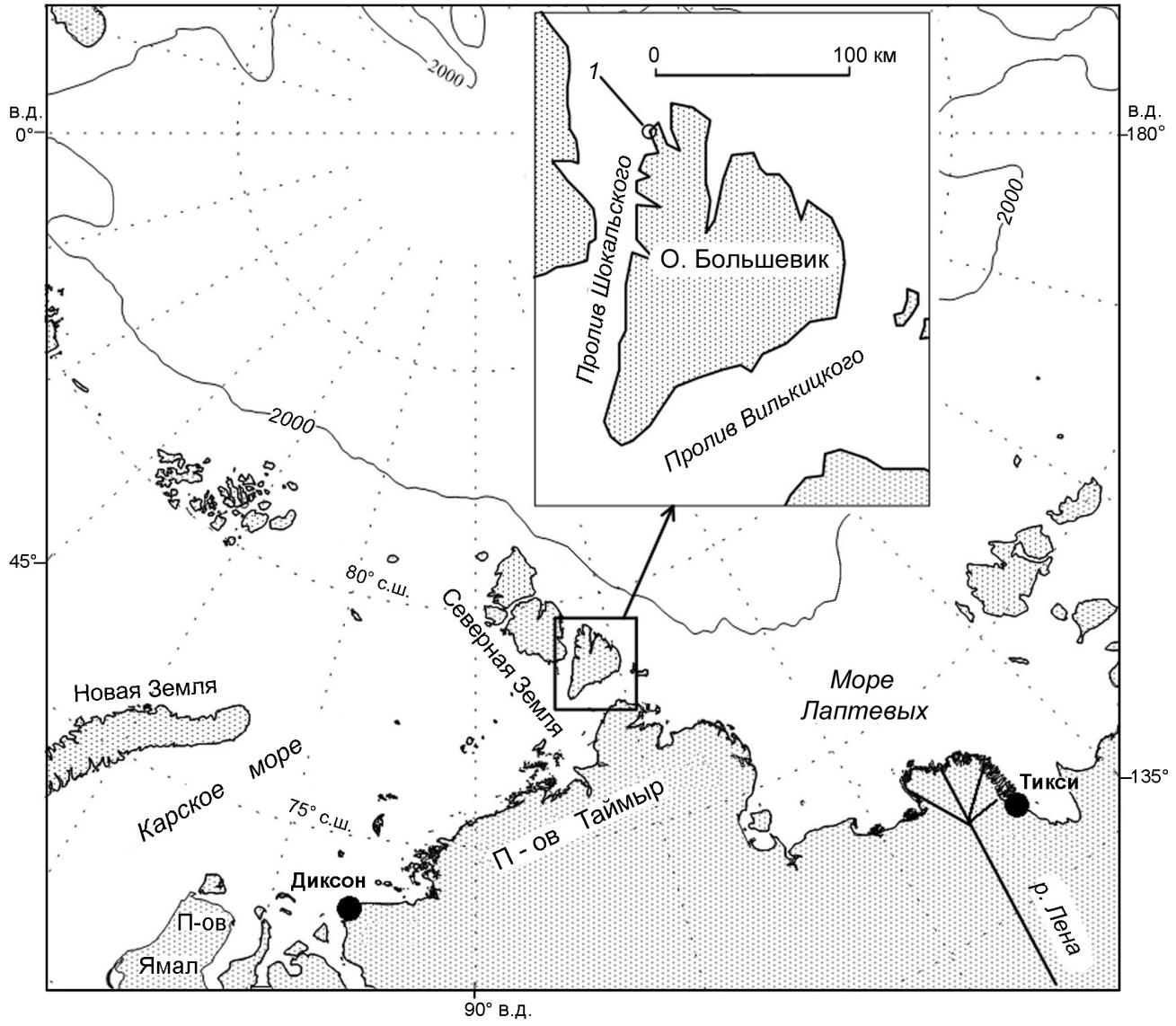



**Рис. 1.** Район наблюдений и расположение НИС (научно-исследовательского стационара) «Ледовая База «Мыс Баранова» (*1*)
**Fig. 1.** Observation area and location of the research Station «Cape Baranov» Ice base» (*1*)

пушистый снег собирали полиэтиленовым совком не позже, чем через день после окончания снегопада. Пробы слежавшегося снега (интегральные) выпиливали ножовкой с тефлоновым покрытием полотна. Одна из проб охватывала всю толщу снежного покрова (45 см), и данные её анализа характеризовали средний за весь период накопления химический состав снежного покрова. Другая охватывала всю толщу снежного покрова, но была разделена по вертикали на четыре менее объёмные пробы (на четыре слоя высотой по 10–12 см). Данные анализа каждого из четырёх слоёв отражали средний за время его накопления химический состав слежавшегося снега. Все пробы помещали в 20-литровые полиэтиленовые контейнеры. Каждый раз измеряли площадь отбора, чтобы по объёму талой воды рассчитать количество осадков, выпавших на единицу площади, и глубину слоя снега $H$ в пересчёте на талую воду. После отбора основной пробы в контейнер объёмом 0,5 л собирали снег для определения плотности. Все контейнеры хранили в темноте при температуре −18 °С.

Плотность снега определяли с точностью 10%, взвешивая заполненные контейнеры. Таяние снега проводили при комнатной температу-

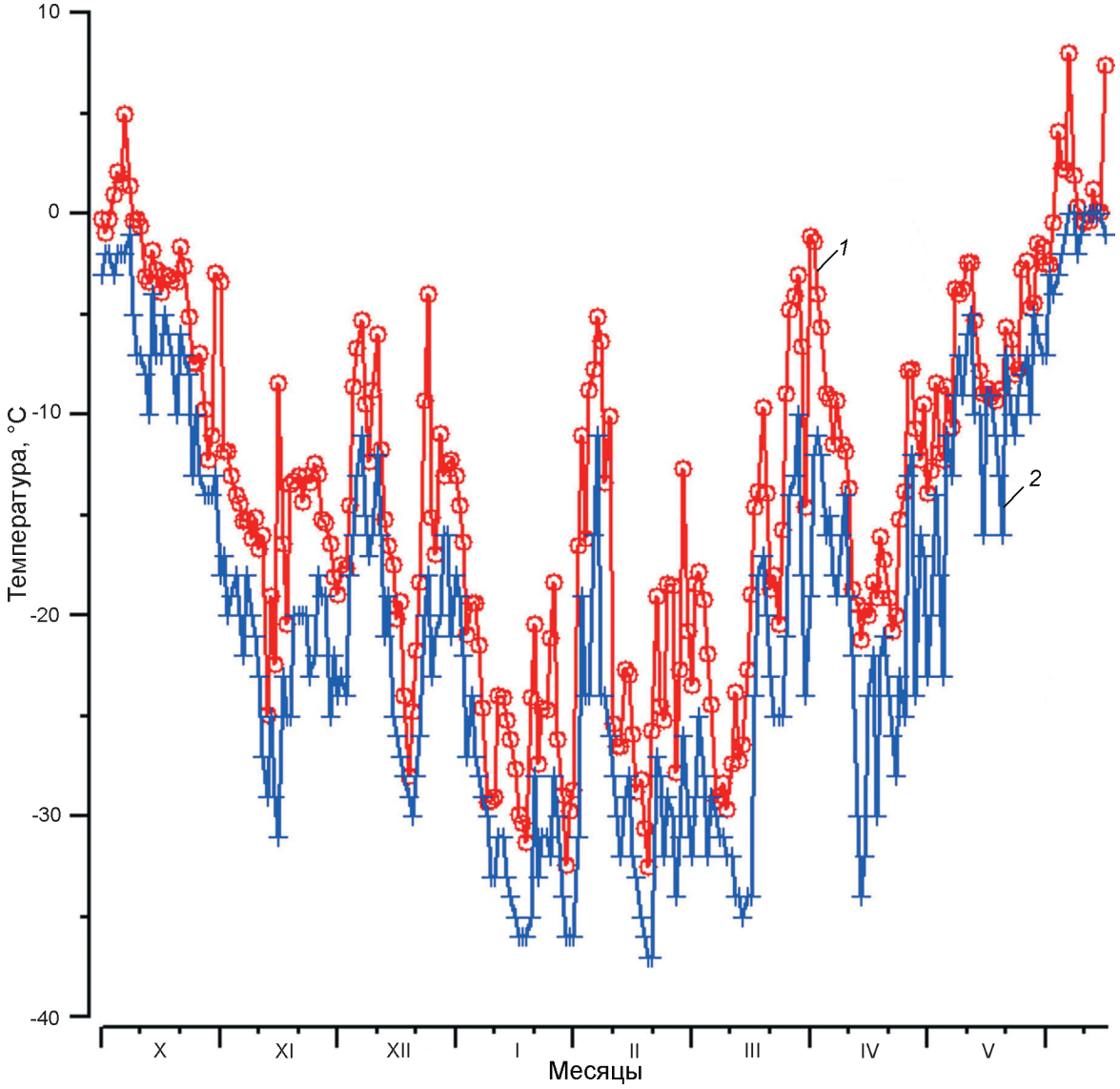



**Рис. 2.** Временно́й ход максимальной (*1*) и минимальной (*2*) за сутки температуры воздуха зимой 2018/19 г. на метеостанции НИС «Ледовая База «Мыс Баранова»
**Fig. 2.** Temporal changes of the daily maximum (*1*) and minimum (*2*) of the air temperature in the winter 2018/19 at the weather station «Cape Baranov» Ice base»

ре и осторожно перемешивали. Крышку контейнера меняли на другую, снабжённую сифонной трубкой, через которую отбирали воду для анализов. Удельную электропроводность измеряли на кондуктометре ULTRAPEN™ PT1 (Myron L, США) при 25 °С с погрешностью 0,1 мкСим/см. Величину pH находили потенциометрически в закрытой термостатированной ячейке при 15,0±0,1 °С со случайной ошибкой не более 0,02. При этом применяли: измерительный электрод ЭСЛ-43-07, вспомогательный электрод ЭВЛ-1М (ЗИП, г. Гомель), преобразователь SEVEN MULTI S80-K (Mettler Toledo, Швейцария). Калибровку измерительного электрода выполняли по буферным растворам, приготовленным из стандартов 1-го разряда (ФГУП «ВНИИФТРИ»).

Фосфаты, нитриты, нитраты, аммоний и силикаты определяли по методикам для поверхностных вод суши (Руководство ..., 2009) с окончанием на спектрофотометре КФК-3. Случайные ошибки анализа составили: 0,02, 0,01, 0,05, 0,05 и не более 0,05 мкмоль/кг для $PO_4^{3-}$, $NO_2^-$, $NO_3^-$, $NH_4^+$ и Si соответственно. Общую кислотность измеряли с погрешностью ±0,001 мэкв/л мето-

*Таблица 1.* **Характеристики свежевыпавшего и слежавшегося снега на о. Большевик (район НИС «Ледовая База «Мыс Баранова») в период образования снежного покрова зимой 2018/19 г.***

| Проба | Дата | *H*, мм | ρ | ϰ | pH | *A* | $NO_3^-$ | $NH_4^+$ | $PO_4^{3-}$ | Si | $NO_2^-$ | *M* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *Пробы свежевыпавшего снега* | | | | | | | | | | | | |
| 1 | 17.10.2018 | 2,2 | 0,23 | 8,5 | 5,24 | 0,001 | 1,05 | 0,54 | 0,06 | 0,07 | 0,01 | 3,4 |
| 2 | 17.10.2018 | – | 0,21 | 9,0 | 5,83 | 0,000 | 0,59 | 0,62 | 0,04 | 0,17 | 0,00 | 3,6 |
| 3 | 22.10.2018 | 12 | 0,23 | 20,8 | 5,72 | −0,001 | 0,90 | 0,68 | 0,10 | 0,13 | 0,02 | 8,4 |
| 4 | 24.10.2018 | – | 0,23 | 17,7 | 5,50 | 0,000 | 0,93 | 0,68 | 0,04 | 0,10 | 0,01 | 7,1 |
| 5 | 04.11.2018 | 2,3 | 0,20 | 7,9 | 5,90 | −0,004 | 0,59 | 0,85 | 0,04 | 0,10 | 0,01 | 3,2 |
| 6 | 15.03.2019 | 4,2 | 0,20 | 7,7 | 4,88 | 0,014 | 5,29 | 0,76 | 0,09 | 0,13 | 0,02 | 1,3 |
| 7 | 29.03.2019 | 0,8 | 0,12 | 8,1 | 5,10 | 0,006 | 2,03 | 0,71 | 0,04 | 0,13 | 0,02 | 1,4 |
| 8 | 08.04.2019 | 2,3 | 0,09 | 3,5 | 5,23 | 0,003 | 2,59 | 0,62 | 0,03 | 0,07 | 0,02 | 0,6 |
| 9 | 05.05.2019 | 9 | 0,08 | 3,4 | 5,27 | 0,003 | 2,10 | 0,50 | 0,03 | 0,07 | 0,01 | 0,5 |
| *Интегральная по всей толще снежного покрова проба слежавшегося снега толщиной 45 см* | | | | | | | | | | | | |
| 10 | 02.06.2019 | 139 | 0,46 | 11,5 | 4,97 | 0,007 | 4,73 | 1,86 | 0,03 | 0,10 | 0,02 | 3,2 |
| *Интегральные послойные пробы слежавшегося снега. Слои толщиной 10–12 см от верхнего 11,1 до нижнего 11,4 (см. рис. 3, а)* | | | | | | | | | | | | |
| 11,1 | 02.06.2019 | 33 | 0,42 | 8,4 | 4,94 | 0,010 | 4,78 | 2,63 | 0,00 | 0,07 | 0,02 | 1,2 |
| 11,2 | 02.06.2019 | 29 | 0,48 | 5,7 | 5,07 | 0,006 | 2,73 | 0,92 | 0,01 | 0,10 | 0,02 | 1,0 |
| 11,3 | 02.06.2019 | 38 | 0,47 | 21,5 | 5,07 | 0,006 | 2,98 | 1,71 | 0,01 | 0,13 | 0,02 | 8,6 |
| 11,4 | 02.06.2019 | 24 | 0,35 | 13,5 | 5,33 | 0,001 | 0,77 | 0,89 | 0,00 | 0,10 | 0,01 | 5,4 |
| *Проба свежевыпавшего снега* | | | | | | | | | | | | |
| 12 | 13.06.2019 | 7 | 0,48 | 1,5 | 5,62 | −0,010 | 0,17 | 0,57 | 0,01 | 0,17 | 0,02 | 0,2 |

**H* – толщина отобранного слоя снега в пересчёте на талую воду; ρ – плотность, г/см$^3$; ϰ – удельная электропроводность, мкСм/см; *A* – общая кислотность, мэкв/л; *M* – минерализация, мг/л; прочерк – отсутствие данных. Единицы измерения ρ – г/см$^3$, ϰ – мкСм/см, *A* – мэкв/л, биогенных веществ – мкМ, *M* – мг/л.

дом Бруевича (титрование соляной кислотой со смешанным индикатором до бледно-розовой окраски (Руководство ..., 2009) на следующий день после таяния снега в фильтрованных пробах, законсервированных насыщенным раствором сулемы. Большинство проб окрашивалось сразу при добавлении индикатора. Далее доливали точный объём стандартного раствора $Na_2CO_3$ и титровали, как описано ранее. Общую кислотность рассчитывали по формуле

$$A = (V_S N_S / V_T - V_{HCl} N_{HCl} / V_T),$$

где $V_S$ и $N_S$ – объём и нормальность стандартного раствора; $V_T$ – объём пробы; $V_{HCl}$ и $N_{HCl}$ – соответственно объём и нормальность соляной кислоты.

Катионы $Na^+$, $K^+$, $Ca^{2+}$, $Mg^{2+}$ и анионы $Cl^-$, $SO_4^{2-}$ определены в лаборатории полярных и морских исследований им. О.Ю. Шмидта ФГБУ «ААНИИ» на ионохроматографах LC-20 (Shimadzu, Япония) и Compact IC (Metrohm, Швейцария), соответственно. Их содержание в каждой пробе оценивали как среднее из результатов анализа в двух параллельных аликвотах, погрешности определения – по результатам этих парных определений (Дерффельд, 1994). Для $Cl^-$, $SO_4^{2-}$, $Na^+$ и $Mg^{2+}$ погрешности составили 0,2–2, 0,6–1, 1–2 и 0,2–0,5% соответственно. Реактивы готовили на дистиллированной воде с удельной электропроводностью 1,5 мкСим/см (дистиллятор MELAdest 65, Германия), калибровочные растворы – на деионизованной воде (деионизатор Д-301 Аквилон, Россия). Минерализацию слежавшегося снега оценивали как сумму концентраций основных ионов ($Na^+$, $K^+$, $Ca^{2+}$, $Mg^{2+}$, $Cl^-$, $SO_4^{2-}$, $NO_3^-$, $NH_4^+$). Подробности расчёта минерализации слежавшегося и свежего снега будут описаны далее.

## Результаты и обсуждение

Все полученные данные представлены в табл. 1, 2 и на рис. 3. В большинстве проб концентрации фосфатов, силикатов и нитритов сопоставимы с погрешностью их определения. Содержание нитратов, аммония, сульфатов и хлоридов, pH, общая кислотность, удельная элек-

*Таблица 2.* **Катионно-анионный состав и отношение минерализации к удельной электропроводности в интегральных пробах слежавшегося снега на о. Большевик (район НИС «Ледовая База «Мыс Баранова») в период образования снежного покрова зимой 2018/19 г.***

| Проба | $\Delta t$ | $H^+$ | $Na^+$ | $Mg^{2+}$ | $SO_4^{2-}$ | $Cl^-$ | Na/Cl | Mg/Cl | $SO_4$/Cl | $\Sigma Kt$ | $\Sigma An$ | $M/\varkappa$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 10 | X–VI | 10,7 | 25,8 | <4,1 | 5,19 | 41,2 | 0,406 | – | 0,34 | 54 | 56 | 0,28 |
| 11,1 | IV–VI | 11,4 | <8,7 | <4,1 | 3,67 | 9,1 | – | – | 1,09 | 38 | 21 | 0,14 |
| 11,2 | II–IV | 8,5 | <8,7 | <4,1 | 3,28 | 8,0 | – | – | 1,11 | 34 | 17 | 0,17 |
| 11,3 | XI–II | 8,5 | 99,3 | 12,01 | 5,96 | 142,1 | 0,453 | 0,0579 | 0,113 | 141 | 157 | 0,40 |
| 11,4 | X–XI | 4,7 | 64,3 | 8,41 | 5,58 | 83,3 | 0,500 | 0,0692 | 0,181 | 94 | 95 | 0,40 |

*****Интегральные пробы слежавшегося снега 11,4, 11,3, 11,2, 11,1 и 10 соответствуют слоям снега, накопленного за периоды времени $\Delta t$ (X–XI, XI–II, II–IV, IV–VI и X–VI, см. рис. 3, *а*); $\Sigma Kt$ и $\Sigma An$ – сумма эквивалентов катионов и анионов соответственно; $M/\varkappa$ – отношение минерализации к удельной электропроводности; концентрации ионов – в мкМ, $\Sigma Kt$ и $\Sigma An$ – в мэкв/л; во всех пробах $K^+$ и $Ca^{2+}$ ниже предела обнаружения – < 2,6 и < 2,5 мкМ соответственно; предел обнаружения для $Na^+$ – 8,7 мкМ, для $Mg^{2+}$ – 4,1 мкМ; ион-хлорные отношения Na/Cl, Mg/Cl и $SO_4$/Cl в морской воде равны 0,557, 0,066 и 0,140 соответственно; прочерк – отсутствие данных.

тропроводность и плотность снега значимы во всех пробах. Концентрации калия, кальция и частично натрия и магния в слежавшемся снеге не превышали пределов обнаружения.

Для уточнения концентраций и последующей оценки минерализации слежавшегося снега рассчитаны и сравнены суммы эквивалентов катионов $\Sigma Kt$ и анионов $\Sigma An$, которые по условию баланса должны быть равны (с некоторой погрешностью). При расчёте учитывали $NH_4^+$, $NO_3^-$, $Na^+$, $Mg^{2+}$, $Ca^{2+}$, $K^+$, $Cl^-$, $SO_4^{2-}$ и концентрацию ионов водорода $H^+$ ($H^+ = 10^{-pH}$). Концентрацией бикарбонат-иона $HCO_3^-$ пренебрегали, считая, что она при данных значениях pH близка к аналитическому нулю. Реальная концентрация каждого неточно измеренного катиона находится в интервале от нуля до предела его обнаружения (см. табл. 2, примечание). Если принять, что эти концентрации равны пределам обнаружения, то в пробах слежавшегося снега 11,3, 11,4 и 10 значения $\Sigma Kt$ будут отличаться от значений $\Sigma An$ на приемлемые 1–10 %, а в пробах слежавшегося снега 11,1 и 11,2 – на 80 и 96%, причём $\Sigma Kt > \Sigma An$ (см. табл. 2). Очевидно, что столь плохое соответствие величин $\Sigma Kt$ и $\Sigma An$ в пробах 11,1 и 11,2 обусловлено тем, что реальные величины $Na^+$, $Mg^{2+}$, $Ca^{2+}$ и $K^+$ в них гораздо меньше пределов обнаружения. Методом подбора и с учётом критерия равенства $\Sigma Kt$ и $\Sigma An$ рассчитаны реальные значения $Na^+$, $Mg^{2+}$, $Ca^{2+}$ и $K^+$ в пробах 11,1 и 11,2, составляющие примерно по 1/3 предела их обнаружения. В пробах слежавшегося снега 11,1 и 11,2 значения $\Sigma Kt$ будут отличаться от значений $\Sigma An$ на приемлемые 1–4%. В итоге при оценке минерализации в пробах 11,3, 11,4, 10 за величины $Na^+$, $Mg^{2+}$, $Ca^{2+}$ и $K^+$ приняты пределы обнаружения, а в пробах 11,1 и 11,2 – 1/3 этих пределов (см. табл. 1). Доля минерализации, пришедшаяся на сумму катионов только с неточным содержанием, составила 2–9% в пробах 11,3, 11,4, 10 и 14–17% в пробах 11,1 и 11,2. Рассчитывая минерализацию, катионы с содержанием, не превышающим пределы обнаружения, можно было не учитывать. При этом её значения были бы занижены на указанные проценты.

Пробы слежавшегося снега 11,1–11,4 соответствуют слоям снега, накопленным за определённые интервалы времени $\Delta t$. Значительный интерес вызывает изменение состава снега при его слёживании с момента выпадения свежего снега до момента отбора интегральных проб слежавшегося. Для этого необходимо оценить значения $\Delta t$. По данным для интегральных проб слежавшегося снега (10 и 11,1–11,4) к моменту их отбора выпало 139 и 125 мм осадков (см. табл. 1). По данным метеостанции НИС объём осадков к концу наблюдений составлял 127 мм. Однако, поскольку происходит испарение снега, реальный объём выпавших осадков должен быть больше. На ближайших метеостанциях, расположенных на входящем в архипелаг Северная Земля о. Голомянный и на о. Диксон вблизи пос. Диксон (см. рис. 1), испарение за осенне-зимний период может составлять 24 мм (Савченко, 2016). Несмотря на предполагаемое несоответствие, с учётом того, что наблюдения охватывали лишь более короткий период накопления снежного покрова, сопоставлен временно́й ход объёма выпавших осадков на метеостанции НИС и после-

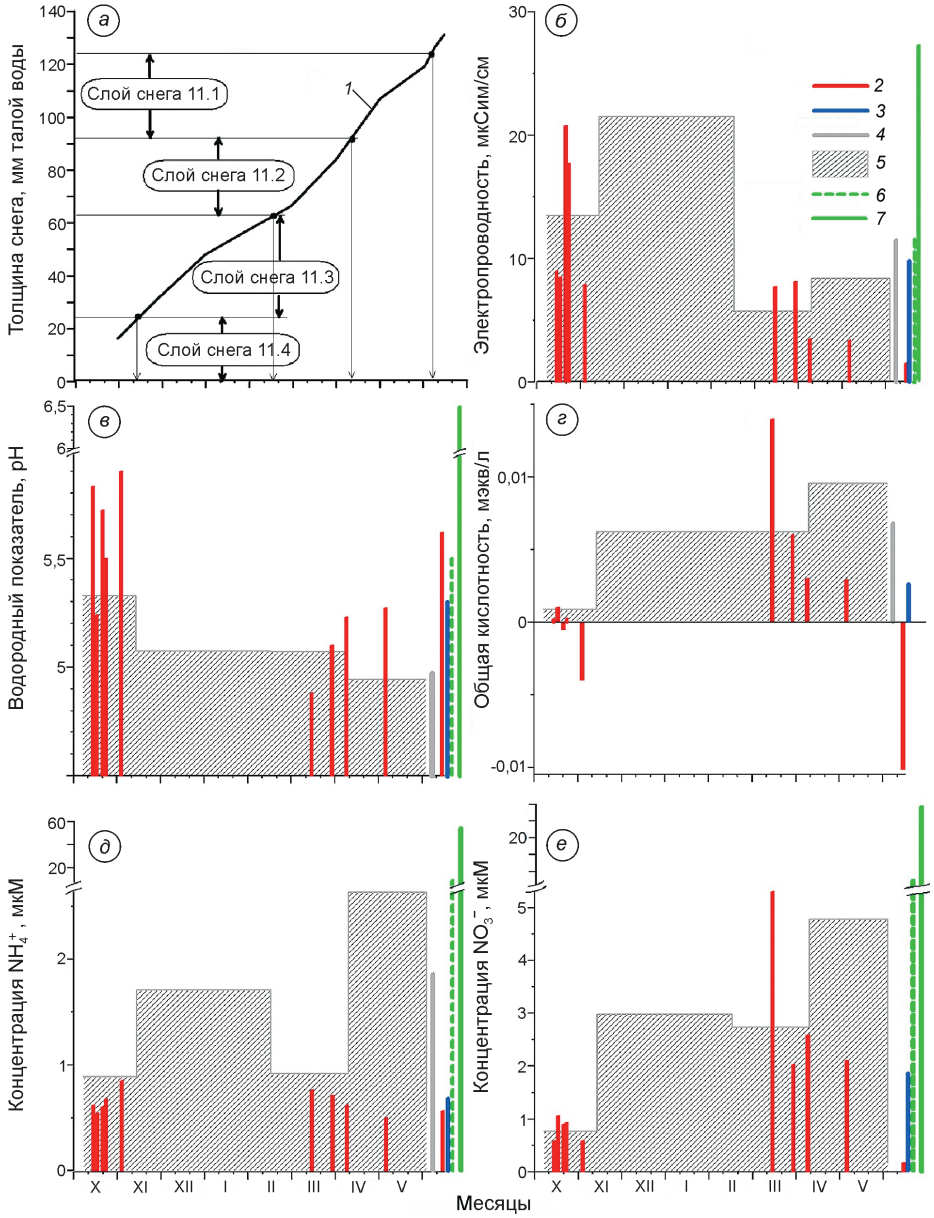



**Рис. 3.** Временна́я изменчивость объёма выпавших осадков (*а*), удельной электропроводности (*б*), водородного показателя (*в*), общей кислотности (*г*), аммония (*д*), нитратов (*е*) и средние значения этих параметров (*б–е*) в снеге на мысе Баранова зимой 2018/19 г. Наименьшие и наибольшие средние за 2018 г. значения удельной электропроводности (*б*), водородного показателя (*в*), аммония (*д*) и нитрата (*е*) для осадков на российских станциях фонового мониторинга, входящих в систему Глобальной службы атмосферы Всемирной метеорологической организации (ГСА ВМО).

*а*: *1* – объём выпавших осадков на метеостанции НИС «Ледовая База «Мыс Баранова», толщины слоёв снега 11,1–11,4 соответствуют объёмам талой воды в послойных пробах слежавшегося снега 11,1–11,4; *б–е*: *2* – параметры свежего снега; *3* – средние за октябрь 2018 г. – июнь 2019 г. значения параметров свежего снега; *4* – параметры интегральной по всей толщине снежного покрова пробы слежавшегося снега 10; *5* – параметры послойно отобранных проб слежавшегося снега 11,4–11,1 (см. табл. 2, примечание); *6* и *7* – наименьшие и наибольшие средние за 2018 г. значения параметров для осадков на российских станциях фонового мониторинга системы ГСА ВМО

**Fig. 3.** Temporal variability of the precipitation volume (*а*), specific conductivity (*б*), pH value (*в*), titrated acidity (*г*), ammonium (*д*), nitrate (*е*) and the average values of these parameters (*б–е*) in the snow at Baranov Cape in the winter 2018/2019. The lowest and highest average annual (for 2018) specific electrical conductivity (*б*), pH value (*в*), ammonium (*д*) and nitrate (*е*) for precipitation at Russian background monitoring stations included in the Global Atmosphere Watch system of the World Meteorological Organization (WMO GAW).

*а*: *1* – the precipitation volume at the weather station «Cape Baranov» Ice base» the thickness of snow layers 11.1–11.4 correspond to the volume of melt water in layered samples of packed snow 11.1–11.4; *б–е*: *2* – fresh snow parameters; *3* – October 2018–June 2019 average fresh snow parameters; *4* – parameters of the packed snow sample 10 taken over the entire thickness of the snow cover; *5* – parameters of layer-by-layer taken packed snow samples 11.4–11.1 (see table 2, note); *6* and *7* – the lowest and highest average values of the precipitation parameters in 2018 at the Russian stations of background monitoring of the WMO GSA system

*Таблица 3.* **Матрица парных корреляций для параметров свежего снега низкой плотности, отобранного в период образования снежного покрова зимой 2018/19 г. (о. Большевик, район НИС «Ледовая База «Мыс Баранова»)***

| | pH | $NO_3^-$ | ϰ | *M* | *A* | ρ | $NH_4^+$ | *t* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| pH | **1,00** | – | – | – | – | – | – | – |
| $NO_3^-$ | **−0,82** | **1,00** | – | – | – | – | – | – |
| ϰ | 0,41 | −0,38 | **1,00** | – | – | – | – | – |
| *M* | 0,57 | −0,55 | **0,97** | **1,00** | – | – | – | – |
| *A* | **−0,87** | **0,95** | −0,30 | −0,49 | **1,00** | – | – | – |
| ρ | 0,43 | −0,32 | **0,71** | **0,75** | −0,25 | **1,00** | – | – |
| $NH_4^+$ | 0,21 | 0,12 | 0,23 | 0,20 | 0,04 | 0,31 | **1,00** | – |
| *t* | **−0,71** | **0,69** | **−0,66** | **−0,79** | **0,64** | **−0,89** | −0,23 | **1,00** |

*Для табл. 3 и 4: ϰ – удельная электропроводность, мкСм/см; *M* – минерализация, мг/л; *A* – общая кислотность, мэкв/л; ρ – плотность, г/см$^3$; *t* – время выпадения свежего снега; жирным шрифтом выделены коэффициенты корреляции с уровнем значимости $p < 0,05$ ($n = 9$).

довательное накопление осадков в слоях снега, соответствующих пробам от 11,4 до 11,1. Такое сопоставление позволило оценить интервалы времени Δ*t*, за которые сформировался каждый из этих слоёв (см. табл. 2, см. рис. 3).

На рис. 3, *б–е* представлен временно́й ход характеристик свежего снега на фоне средних значений этих характеристик для слоёв снега, накопленных за разные периоды Δ*t*. С 15 октября по 15 ноября 2018 г. (формировался слой 11,4) и с 14 февраля по 15 апреля 2019 г. (формировался слой 11,2) в свежем снеге выполнено соответственно по пять и три измерения ϰ, pH, *A*, $NO_3^-$, $NH_4^+$. Вычисленные средние за каждый из указанных периодов значения этих параметров сопоставлены с соответствующими величинами в слоях слежавшегося снега 11,4 и 11,2 (пробы 11,4 и 11,2). Сравнения показали, что при слёживании снега произошли снижения pH в слое 11,4 на 0,24 ед. и $NO_3^-$ в слое 11,2 на 21%, а $NH_4^+$ выросла на 32% в слоях 11,4 и 11,2. В свежем снеге содержание аммония менялось незначительно и составило в среднем 0,65±0,10 мкМ ($n = 10$). Сравнение этого среднего с содержанием аммония во всей толще снежного покрова (в интегральной пробе слежавшегося снега 10) показывают, что при слёживании снега в нём происходило накопление $NH_4^+$ (рост составил 2,8 раза). Объяснение полученного результата требует дополнительных исследований. Другие изменения химических параметров в процессе слёживания снега были незначительны.

С помощью Δ*t* оценена минерализация каждой пробы свежего снега, отобранной в данном интервале времени Δ*t*. Оценки *M* выполнены умножением удельной электропроводности данной пробы свежего снега на рассчитанное значение $M/\varkappa$ для интегральной пробы слежавшегося снега, которая относится к тому же интервалу Δ*t* (см. табл. 1, 2).

В табл. 3 и 4 представлены матрицы парных коэффициентов корреляции между концентрациями веществ в свежем снеге низкой плотности (пробы 1–9) и в слежавшемся снеге (пробы 11,1–11,4). Анализируя наиболее значимые связи, мы выявили основные закономерности и механизмы формирования химического состава снега.

Из табл. 3 видно, что большинство характеристик свежевыпавшего снега хорошо коррелирует со временем его выпадения – существуют тенденции уменьшения электропроводности, минерализации, плотности, pH и, в то же время, роста общей кислотности и концентрации нитратов. Падение во времени ϰ и *M* обусловлено укрытием суши снегом (что снижает поставки литогенного и биогенного материала) и постепенным замерзанием морских вод (становление льда на акватории вокруг района наблюдений началось в конце октября и закончилось к середине февраля (Обзорные ледовые карты). Эти явления должны уменьшать концентрацию атмосферного аэрозоля и общее содержание в нём ионов. Значительное влияние морских солей на состав снега, выпавшего в первую половину наблюдений (пробы 11,4 и 11,3), подтверждается близостью ион-хлорных отношений в нижних слоях слежавшегося снега к соответствующим величинам для морской воды (Корж, 1991). Об уменьшении со временем влияния морской

*Таблица 4.* **Матрица парных корреляций для параметров слежавшегося снега в послойных интегральных пробах, отобранных в конце периода образования снежного покрова (о. Большевик, район НИС «Ледовая База «Мыс Баранова», 2.06.2019 г.)***

| | pH | $NO_3^-$ | $\varkappa$ | *M* | *A* | ρ | $NH_4^+$ | *h* | $Cl^-$ | $SO_4^{2-}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| pH | **1,00** | – | – | – | – | – | – | – | – | – |
| $NO_3^-$ | **−0,98** | **1,00** | – | – | – | – | – | – | – | – |
| $\varkappa$ | 0,25 | −0,24 | **1,00** | – | – | – | – | – | – | – |
| *M* | 0,38 | −0,41 | **0,98** | **1,00** | – | – | – | – | – | – |
| *A* | **−1,00** | **0,99** | −0,26 | −0,43 | **1,00** | – | – | – | – | – |
| ρ | −0,67 | 0,50 | 0,01 | −0,06 | 0,61 | **1,00** | – | – | – | – |
| $NH_4^+$ | −0,77 | **0,88** | 0,04 | −0,15 | 0,80 | 0,12 | **1,00** | – | – | – |
| *h* | **0,92** | **−0,92** | 0,59 | 0,77 | **−0,93** | −0,47 | −0,69 | **1,00** | – | – |
| $Cl^-$ | 0,37 | −0,38 | **0,99** | **1,00** | −0,39 | 0,98 | −0,14 | 0,77 | **1,00** | – |
| $SO_4^{2-}$ | 0,51 | −0,48 | **0,93** | **0,97** | −0,52 | −0,24 | −0,15 | 0,86 | **0,97** | **1,00** |

*Жирным шрифтом выделены коэффициенты корреляции с уровнем значимости $p < 0,05$ ($n = 4$).

среды свидетельствует смена больших значений $Na^+$, $Mg^{2+}$, $SO_4^{2-}$ и особенно $Cl^-$ в этих нижних слоях на меньшие значения в двух верхних слоях (пробы 11,2 и 11,1). Для ионов $Cl^-$, считающихся основным компонентом морской воды, указанное снижение составило 14 раз. До ледостава (середина февраля) минерализация слежавшегося снега на 82–85% представлена $Cl^-$ и $Na^+$. После ледостава минерализация снега на 81–82% представлена $Na^+$, $Cl^-$, $SO_4^{2-}$ и большее значение, очевидно, имеют вещества дальнего и сверхдальнего переноса. Именно в середине февраля примерно вдвое уменьшилась величина отношения $M/\varkappa$ в послойных пробах слежавшегося снега (см. табл. 2), что свидетельствует о смене основных факторов, влияющих на состав снежного покрова.

Сульфат-хлорное отношение в верхних слоях слежавшегося снега, сформировавшихся после ледостава (пробы 11,2 и 11,1), значительно превышало таковое для морских вод (см. табл. 2). Это – результат сильного влияния иного, нежели морская среда, источника сульфатов (вероятнее всего антропогенного). Вклад факторов, которые могут регулировать содержание сульфатов в снеге, обсуждается далее. Наблюдаемая тенденция уменьшения во времени плотности свежего снега (см. табл. 3) может быть связана с укрупнением снежинок, на кристаллическую структуру которых влияют ветер, температура и влажность воздуха. Наиболее существенно плотность уменьшилась с середины марта (см. табл. 1).

Временные тренды тесно связанных между собой величин *A*, pH и $NO_3^-$ (см. табл. 3) обусловлены ростом в атмосфере содержания антропогенных кислотообразующих оксидов азота и серы. Предположено, что в зимний период скорость биохимических процессов во взаимодействии атмосферы–педосферы–морской среды минимальна, а количество сжигаемого топлива растёт и главная причина присутствия этих оксидов в атмосфере – человеческая деятельность. Антропогенные оксиды азота и серы переносятся на большие расстояния воздушным путём и трансформируются в нитраты и сульфаты. Загрязняющие вещества в Российский сектор Арктики поступают с Кольского п-ва, из Северной Европы, Норильска (наиболее близкого к о. Большевик) и ряда других районов средних широт, где расположены предприятия топливно-энергетического комплекса (Шевченко и др., 2009; Котова, Шевченко, 2014; Котова, 2018). Следствием роста содержания антропогенных нитратов и сульфатов в снеге стало понижение pH (водородный показатель) до $pH < 5,5$ и повышение общей кислотности до $A > 0,001$ мэкв/л (см. табл. 1, рис. 3, *в–г*). Чистые осадки, не содержащие антропогенных примесей и находящиеся в равновесии с атмосферой, имеют $pH \approx 5,6$ (Свистов и др., 2010). Для проб с $pH < 5,5$ и $A > 0,001$ мэкв/л среднее мольное отношение $NO_3^-/A = 0,58 \pm 0,26$ ($n = 4$). Следовательно, ~60% общей кислотности свежего снега может быть обусловлено антропогенными оксидами азота, а ~40% (или несколько меньше, если предполагать наличие в снеге антропогенных органических кислот) – антропогенными оксидами серы. Здесь уже отмечалось возможное су-

ществование иного, нежели морская среда, источника сульфатов.

Наблюдаемая высокая изменчивость и временные тренды ρ, pH, $NO_3^-$, $\varkappa$ и $A$ в свежевыпавшем снеге показывают, что интенсивность влияющих на его химический состав факторов на протяжении зимы существенно меняется. Июньский снег (проба 12) имеет самую высокую плотность (равную или даже превышающую плотность слежавшегося снега) и в то же время – самые низкие значения $A$, $M$, $NO_3^-$ и $\varkappa$ (см. табл. 1). Резкое увеличение плотности свежего снега в начале июня связано с ростом температуры (см. рис. 2) и влажности воздуха, снижение величин его химических характеристик – с разбавлением атмосферной влагой. Минерализация последнего снега близка к абсолютному для фоновых осадков минимуму 0,3 мг/л, а величина pH = 5,62 совпадала со значением pH для дистиллята, содержащего равновесное с атмосферой количество диоксида углерода (Свистов и др., 2010). В корреляционную матрицу для послойных интегральных проб слежавшегося снега включены измеренные в них $Cl^-$ и $SO_4^{2-}$ (см. табл. 4). Эти параметры, а также $M$ и $\varkappa$ связаны практически функционально.

В слежавшемся снеге в отличие от свежевыпавшего получена сильная корреляция между $NO_3^-$ и $NH_4^+$. Оба эти параметра в целом уменьшались с падением общей кислотности и с ростом средней глубины слоя снега $h$ (расстояние от поверхности снежного покрова до середины соответствующего слоя в пересчёте на талую воду). В свежем снеге аммоний не имел временно́го тренда, но со временем увеличивалась концентрация нитратов (см. табл. 3 и 4). Для слежавшегося снега характерна ещё одна группа взаимосвязанных параметров, включающая в себя pH, $NO_3^-$, $A$ и $h$. Чем ближе слой к поверхности, чем позже он сформировался, тем больше величины $NO_3^-$ и $A$, но меньше pH. Эти зависимости соответствуют рассмотренным ранее взаимосвязям pH, $NO_3^-$, $A$ и времени выпадения $t$ для свежего снега (см. табл. 3, 4). Во всех пробах слежавшегося снега pH < 5,6 и $A \geqslant 0{,}001$ мэкв/л (см. табл. 1). Среднее для них отношение $NO_3^-/A = 0{,}55 \pm 0{,}15$ ($n = 4$), что хорошо согласуется с результатом для свежего снега.

Источники серы в снеге различны и их интенсивность меняется во времени. Далее рассматривается воздействие морских и антропогенных факторов в разные периоды времени $\Delta t$ на концентрацию сульфатов в послойных интегральных пробах, долю кислотности, обусловленную антропогенными оксидами серы и азота. Морские источники – собственно морская вода (Котова, Шевченко, 2014) и морские организмы, продуцирующие диметилсульфоксид, который окисляется до $SO_3$ (Корж, 1987; Андруз и др., 1999), а также поверхность молодого льда. Выжимаемый на его тонкую поверхность рассол с солёностью, существенно выше морской, и иногда образующиеся ледяные цветы – важный источник морских солей, привносимых в атмосферу, а затем в снег (Domine, 2004; Kaleschke и др., 2004; Alvarez-Aviles и др., 2008). Высокая концентрация солей на поверхности арктического льда отмечена в работах (Недашковский, Швецова, 2009; Недашковский и др., 2012). Соли, поступающие с поверхности морского льда, могут быть обеднены сульфатами и натрием, поскольку из рассола может выпадать в осадок мирабилит ($Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$). Этот механизм для прибрежных районов Антарктиды описан в (Wagenbach и др., 1998).

Антропогенная сера поставляется в атмосферу постоянно, но более интенсивно в отопительный сезон. Собственно морская вода и морские организмы значимы для химии исследуемого снега только в условиях ещё остающейся в октябре открытой морской поверхности. Образование молодого льда, а значит и выжимание на его поверхность рассола, и выпадение мирабилита начались только в конце октября и продолжались до середины февраля (Обзорные ледовые карты). Поэтому в слое снега 11,4 ионхлорные отношения Na/Cl, Mg/Cl и $SO_4$/Cl наиболее близки (в сравнении с другими слоями) к таковым для морской воды. Однако содержание Na/Cl несколько снижено видимо из-за выпадения мирабилита, а $SO_4$/Cl – завышено, очевидно под влиянием биогенного (продуцирующих диметилсульфоксид морских организмов) и антропогенного факторов (см. табл. 2). Слой 11,4 наиболее сложен с точки зрения многообразия факторов влияния на содержание в снеге сульфатов.

Слой снега 11,3 формировался в условиях покрытой молодым льдом морской поверхности с привнесёнными антропогенными сульфатами и

нитратами. В нём наблюдаются более низкие относительно «морских» значения Na/Cl и самые низкие значения $SO_4$/Cl, что связано с активным выпадением мирабилита. Доля общей кислотности, обусловленная нитратами, составляет $NO_3^-/A \cdot 100\% = 50\%$. Остальные ~50% общей кислотности объяснены антропогенными сульфатами с концентрацией $A/2 \approx 0{,}003$ мМ. Вычитая это значение из измеренной в пробе 11,3 величины $SO_4^{2-} = 0{,}006$ мМ, установлено, что концентрация сульфатов, которые могут поступать с поверхности молодого льда, составляет 0,006–0,003 ≈ 0,003 мМ. Она соответствует сульфат-хлорному отношению ~0,06, что в 2,4 раза меньше, чем в морских водах (см. табл. 2). Указанное занижение показывает влияние на состав снега в слое 11,3 не только привноса, но и неких механизмов убыли сульфатов. По сведениям об ионном составе аэрозоля, снега и льда на побережье Антарктиды, атомное отношение сульфатов к хлоридам может быть меньше, чем в морской воде в 3–5 раз, что объясняется выпадением мирабилита (Wagenbach, 1998). Во фрагментах ледяных цветов, которые считаются одним из источников морского аэрозоля в Арктике в зимний сезон, отношение сульфатов к хлоридам может быть примерно в 3 раза меньше, чем в морской воде (Meinrat, 1982). Поскольку приведённые литературные оценки удовлетворительно совпадают с оценкой данной работы (~2,4 раза меньше), можно считать влияние поступающего со льда морского аэрозоля на содержание сульфатов и натрия в снеге в период образования молодого льда вполне вероятным.

С середины февраля на акватории вокруг о. Большевик установился лёд (Обзорные ледовые карты). Собственно морские аэрозоли могли влиять на состав снега в этот период только в результате атмосферного переноса. Установлено, что доля сульфатов в слоях 11,2 и 11,1 не превышала 13% (расчёт сделан по содержанию хлора и сульфат-хлорному отношению для морской воды в пробах 11,2 и 11,1). Поэтому наблюдаемое в слоях 11,2 и 11,1 увеличение на целый порядок значений $SO_4$/Cl относительно таковых в нижних слоях 11,4 и 11,3 связано с антропогенными сульфатами (см. табл. 2). Считая, что на содержание сульфатов в слоях 11,2 и 11,1 существенно влиял лишь антропогенный фактор, оценена доля общей кислотности, обусловленная им в расчёте на концентрацию бисульфатиона $HSO_4^-$: $HSO_4^-/A \cdot 100\%$. В слое 11,2 эта доля составила 54%, в слое 11,1 – 36% и в среднем для обоих слоёв – 43%. Доля в 43% получена, исходя из величин $HSO_4^- = 3{,}4$ мкэкв/л и $A = 8{,}1$ мкэкв/л, которые рассчитаны как средневзвешенные для суммарной толщины обоих слоёв снега $H$ (см. табл. 1). Доля общей кислотности $NO_3^-/A \cdot 100\%$, связанная с антропогенными окислами азота, в слое 11,2 составила 46%, в слое 11,1 – 48% и в среднем для обоих слоёв – 47%. Эти оценки показывают, что повышенная кислотность снега в период ледостава практически полностью обеспечивается в равных долях антропогенными оксидами азота и серы.

Арктика особенно уязвима к загрязнению (Шевченко и др., 2009). Приведённые расчёты показывают антропогенное влияние на химический состав снега (по крайней мере, на содержание сульфатов и нитратов, pH и общую кислотность). Сравнение данных табл. 1, 2 с принятыми для атмосферных осадков критериями для $NO_3^-$ ($\leqslant$ 1мг/л), $\varkappa$ ($\leqslant$ 30 мкСм/см), pH (5,0–5,5 $\leqslant$ pH $\leqslant$ 6,5–7,0), $NH_4^+$ ($\leqslant$ 0,5 мг/л), $SO_4^{2-}$ ($\leqslant$ 1мг/л) и $M$ ($\leqslant$ 15мг/л) (Свистов и др., 2010) показало, что о. Большевик следует считать зоной экологической нормы, где нежелательные изменения флоры и фауны отсутствуют или невелики. Наличие трёх проб снега с величиной pH немного меньшей, чем 5,0, не даёт веских оснований причислять его к зоне с более негативной экологической оценкой.

Интересно сопоставить химический состав снега на о. Большевик и осадков на фоновых российских станциях, входящих в систему Глобальной службы атмосферы Всемирной метеорологической организации. Сравнены средние за снежный период 2018/19 г. характеристики слежавшегося (интегральная проба 10) и свежевыпавшего снега с соответствующими средними значениями для осадков на 11 станциях фонового мониторинга за 2018 г. (Першина и др., 2019). В сравнении с фоновыми осадками (где средневзвешенные за 2018 г. значения $NH_4^+$ составили 9,4–54,3 мкМ, $n = 11$) слежавшийся (проба 10) и особенно свежий снег значительно обеднены аммонием: в 5–29 и 14–83 раз соответственно. В то же время средние за весь период выпадения снега значения $NO_3^-$ в слежавшемся и в свежем снеге занижены соответственно лишь

в 2–6 и 4–17 раза относительно средневзвешенных за 2018 г. значений $NO_3^-$ в фоновых осадках (7,3–28,5 кМ, $n$ = 10, кроме станции Тикси (см. рис. 1). В сравнении со средневзвешенным значением $NO_3^-$ = 2,4 мкМ в осадках Тикси средние значения $NO_3^-$ в исследованном свежем и слежавшемся снеге были сопоставимы. В отличие от осадков на российских станциях фонового мониторинга, в исследованном снеге основной формой азота были нитраты. Среднее для всех проб мольное отношение $NO_3^-/NH_4^+$ составило 2,3±1,7 ($n$ = 15). Превышение концентраций нитратов относительно концентраций аммония – характерная черта снежного покрова на о. Большевик (см. рис. 3, *д, е*; табл. 1, 2).

Среднегодовые значения удельной электропроводности в осадках 11 российских фоновых станций укладывались в интервал 11,7–27,9 мкСим/см. В интегральной пробе 10 величина $\varkappa$ практически совпадала с нижней границей этого интервала, а среднее значение $\varkappa$ для свежего снега было ещё меньше – 9±6 мкСм/см ($n$ = 10). В среднем электропроводность исследованного снега была ниже, чем в осадках фоновых станций (см. табл. 1; рис. 3, *б*). Средневзвешенное за 2018 г. содержание сульфатов в осадках фоновых станций (1,0–4,9 мг/л) в 2–10 раз превышало их содержание в интегральной пробе 10 (см. табл. 2). Средневзвешенная минерализация осадков на российских фоновых станциях менялась от 3,9 до 11,4 мг/л. Она превышала среднюю за весь снежный период величину $M$ слежавшегося снега (интегральная проба 10) и была в основном выше средней минерализации в пробах свежевыпавшего снега 5,1±2,4 мг/л ($n$ = 5), отобранных до ледостава в середине февраля, и существенно выше средней минерализации для проб свежего снега 0,8±0,5 мг/л ($n$ = 5), отобранных после становления льда.

В сравнении с осадками фоновых станций в 2018 г., средние значения pH которых менялись от 5,3 до 6,3 (Першина и др., 2019), исследуемый снег был более кислым. Средняя величина pH слежавшегося снега составила 4,97 (проба 10), свежевыпавшего – 5,3±0,3 ($n$ = 10) (см. рис. 3, *в*).

Сравнили средний за период накопления химический состав снежного покрова на о. Большевик (см. табл. 1, 2) и на о. Голомянный (Котова и др., 2021). Значения $\varkappa$, $NO_3^-$, $NH_4^+$, $SO_4^{2-}$, $Cl^-$, $Na^+$, $K^+$, $Ca^{2+}$ и $Mg^{2+}$ в интегральной пробе слежавшегося снега 10 оказались близки к минимальным за 2005–2019 гг. значениям этих параметров в интегральных пробах с о. Голомянный. В то же время величина pH = 4,97 для пробы 10 существенно ниже минимума в интервале средних значений pH = 5,87÷7,19 для снежного покрова на о. Голомянный. Учитывая высокую межгодовую изменчивость химических характеристик снежного покрова на островах Арктики (Котова и др., 2021), можно полагать, что их значения на о. Большевик в иные годы наблюдений могут быть существенно другими.

## Заключение

Приведём основные особенности химического состава снежного покрова на о. Большевик (Северная Земля) в период накопления снега зимой 2018/19 г.

1. Удельная электропроводность, pH, общая кислотность, минерализация, содержание нитратов и аммония в снеге находились в интервалах 1,5–21,5 мкСм/см, 4,88–5,90, – 0,010–0,014 мэкв/л, 0,2–8,6 мг/л, 0,17–5,29 мкМ и 0,50–2,63 мкМ соответственно. Концентрации нитритов, фосфатов и силикатов сопоставимы с погрешностью определения. Содержания калия, кальция, натрия и магния в слежавшемся снеге не превышали пределов обнаружения.

2. Все значимо меняющиеся параметры свежевыпавшего снега, кроме аммония, проявляли высокую временну́ю изменчивость. Содержание аммония в свежем снеге менялось незначительно, составив в среднем, 0,7±0,1 мкМ ($n$ = 10).

3. Для свежевыпавшего снега с октября (начало образования снежного покрова) по май наблюдались тенденции роста содержания нитратов и общей кислотности и падения pH, плотности, минерализации и электропроводности. Однако в июне, в начале таяния, выпал снег высокой плотности и с самыми низкими за весь период наблюдений величинами нитратов и общей кислотности, электропроводности и минерализации.

4. Химический состав исследованного снега соответствовал зоне экологической нормы. По сравнению с осадками в 2018 г. на российских станциях фонового мониторинга, входящих в

систему Глобальной службы атмосферы Всемирной метеорологической организации, снег с низкой электропроводностью, был более кислым, в целом менее минерализован, обеднён сульфатами, аммонийным азотом и нитратами. Если сравнивать со снежным покровом на о. Голомянный в 2005–2019 гг., то снег о. Большевик обеднён основными ионами и более кислый.

5. Как для свежего, так и для слежавшегося снега характерны тесные корреляционные связи между общей кислотностью, pH и нитратами. Повышение общей кислотности снега до более чем нулевого значения (0,001–0,014 мэкв/л) с ноября 2018 по июнь 2019 г. (в периоды образования молодого льда на акватории вокруг о. Большевик и затем ледостава) примерно в равных долях могло обеспечиваться антропогенными оксидами азота и серы.

6. Для слежавшегося снега выявлены тенденции уменьшения с глубиной его залегания нитратов и общей кислотности, роста pH, а также положительная корреляция между нитратами и аммонием, не характерная для свежего снега. В слежавшемся снеге накапливался аммоний. Его среднее (за весь период накопления снежного покрова) содержание было в 2,8 раза выше, чем в свежем снеге.

**Благодарности.** Работа выполнена в рамках плановой научной тематики ФГБУ «ААНИИ» по теме 1.5.3.3 Целевой научно-технической программы Росгидромета.

**Acknowledgments.** This work was carried out as a part of the AARI planned scientific topic under the project 1.5.3.3 of the Targeted Scientific and Technical Program of Roshydromet.

## Литература

*Андруз Дж., Бримблекумб П., Джикелз Т., Лисс П.* Введение в химию окружающей среды / Пер. с англ. / Ред. Г.А. Заварзина. М.: Мир, 1999. 271 с.

*Богородский П.В., Макштас А.П., Кустов В.Ю., Мовчан В.В.* Динамика сезонного таяния вечной мерзлоты в районе Ледовой базы «Мыс Баранова» (остров Большевик, архипелаг Северная Земля) // Проблемы Арктики и Антарктики. 2018. Т. 64. № 1. С. 16–30. doi: 10.30758/0555-2648-2018-64-1-16-30.

*Ветров В.А.*, *Кузовкин В.В.*, *Манзон Д.А.* Кислотность атмосферных осадков и атмосферные выпадения серы и азота в Арктической зоне Российской Федерации по данным мониторинга химического состава снежного покрова // Арктика: экология и экономика. 2014. № 3 (15). С. 46–51.

*Дерффельд К.* Статистика в аналитической химии / Перевод с нем. Ред. Ю.П. Адлера. М.: Мир, 1994. 268 с.

*Корж В.Д.* Закономерность фракционирования химических элементов в процессе их выноса из океана в атмосферу // Доклады АН СССР. 1987. Т. 292. № 4. С. 822–827.

*Корж В.Д.* Геохимия элементного состава гидросферы. М.: Наука, 1991. 243 с.

*Котова Е.И.* Сульфаты в осадках и снеге побережья Таймырского полуострова // Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. 2018. Т. XXIX. № 1. С. 65–72. doi: 10.21513/0207-2564-2018-1-65-72.

*Котова Е.И.*, *Василевич И.И.*, *Ромашова К.В.*, *Красавина А.С.* Состав снежного покрова островов Ба-

## References

*Andruz Dzh., Brimblekumb P., Dzhikelz T., Liss P. Vvedenie v khimiyu okruzhayushchei sredy.* Introduction to environmental chemistry. Translation from English. Ed. G.A. Zavarzina. Moscow: Mir, 1999: 271 p. [In Russian].

*Bogorodskiy P.V., Makshtas A.P., Kustov V.Yu., Movchan V.V.* The dynamics of seasonal thawing of permafrost in the region of the Ice Base «Mys Baranova» (Bolshevik Island, Severnaya Zemlya Archipelago). *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2018, 64 (1): 16–30. doi: 10.30758/0555-2648-2018-64-1-16-30. [In Russian].

*Vetrov V.A., Kuzovkin V.V., Manzon D.A.* Acidity of atmospheric precipitation and atmospheric precipitation fallout of sulfur and nitrogen in the Arctic zone of the Russian Federation according to the monitoring of the chemical composition of snow cover. *Arktika: ekologiya i ekonomika*. Arctic: Ecology and Economics. 2014, 3 (15): 46–51. [In Russian].

*Derffel'd K. Statistika v analiticheskoi khimii.* Analitical chemistry statistics. Translation from German. Ed. Yu.P. Adler. Moscow: Mir, 1994: 268 p. [In Russian].

*Korzh V.D.* Regularity of the chemical elements fractionation in the process of their carrying out from the ocean into the atmosphere. *Doklady Akademii Nauk SSSR.* Reports of the Academy of Sciences. 1987, 292 (4): 822–827. [In Russian].

*Korzh V.D. Geokhimiya elementnogo sostava gidrosfery.* Geochemistry of the hydrosphere elemental composition. Moscow: Nauka, 1991: 243 p. [In Russian].

*Kotova E.I.* Sulphates in precipitation and snow of Taimyr Peninsula coast. *Problemy ekologicheskogo monitoringa i modelirovaniya ekosistem.* Problems of ecological monitoring and ecosystem modeling. 2018, XXIX (1): 65–72. doi: 10.21513/0207-2564-2018-1-65-72. [In Russian].

ренцева и Карского морей // Российская Арктика. 2021. № 15. С. 17–27.

*Котова Е.И.*, *Шевченко В.П.* Влияние дальнего атмосферного переноса на формирование ионного состава атмосферных осадков и снежного покрова прибрежной зоны западного сектора российской Арктики // Фундаментальные исследования. 2014. № 12–11. С. 2378–2382.

*Недашковский А.П., Добротина Е.Д., Румянцев А.Л.* Химический состав ледяных цветов, наблюдавшихся во время дрейфа станции СП-35 // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012. Т. 91. № 1. С. 60–66.

*Недашковский А.П., Швецова М.Г.* Общий неорганический углерод в морском льду // Океанология. 2010. Т. 50. № 6. С. 910–917.

Обзорные ледовые карты СЛО // Электронный ресурс. http://old.aari.ru/main.php?lg=0&id=94 (Дата обращения: 28.06.2022).

*Першина Н.А., Полищук А.И., Павлова М.Т., Семенец Е.С.* Ионный состав атмосферных осадков на российских станциях, входящих в систему Глобальной Службы Атмосферы ВМО. Обзор состояния и загрязнения окружающей среды в Российской Федерации за 2018 г. М.: Росгидромет, 2019. С. 47–51.

Руководство по химическому анализу поверхностных вод суши. Ч. I / Ред. Л.В. Боева. Ростов-на-Дону: НОК, 2009. 1044 с.

*Савченко А.Ф.* Испарение с поверхности снежного покрова за период его залегания на Азиатской территории России. 2016 // Электронный ресурс. http://elib.rshu.ru/files_books/pdf/rid_aaae-969a98e549d18ed5002ddb752f12.pdf. Дата обращения: 28.06.2022.

*Свистов П.Ф., Полищук А.И., Першина Н.А.* Качественная оценка загрязнения окружающей среды (по данным о химическом составе атмосферных осадков) // Труды ГГО им. А.И. Воейкова. 2010. Вып. 2. С. 4–17.

*Третьяков М.В.*, *Голованов О.Ф.*, *Григорьева В.А.*, *Ромашова К.В.* Максимальные снегозапасы на водосборе залива Грён-фьорд. Современное состояние природной среды архипелага Шпицберген. / Ред. Л.М. Саватюгин. СПб: ААНИИ, 2020. С. 183–190.

*Шевченко В.П., Виноградова А.А., Лисицын А.П., Новигатский А.Н., Горюнова Н.В.* Атмосферные аэрозоли как источник осадочного вещества и загрязнений в Северном Ледовитом океане. Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития. М.: Изд-во МГУ, 2009. С. 150–172.

Электронный архив ААНИИ срочных метеорологических и аэрологических наблюдений научно-ис-

*Kotova E.I., Vasilevich I.I., Romashova K.V., Krasavina A.S.* Chemical composition of snow cover of the Barents and Kara seas islands. *Rossiiskaya Arktika*. Russian Arctic. 2021, 15: 17–27. [In Russian].

*Kotova E.I., Shevchenko V.P.* Influence of long-range atmospheric transport on formation of ionic composition of atmospheric precipitation and snow cover in coastal zone of western Russian Arctic. *Fundamental'nye issledovaniya*. Fundamental research. 2014, 12 (11): 2378–2382. [In Russian].

*Nedashkovskii A.P., Dobrotina E.D., Rumiantsev A.L.* Chemical composition of frost flowers on the drifting station «North pole-35». *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2012, 91 (1): 60–66. [In Russian].

*Nedashkovskii A.P., Shvetsova M.G.* Total Inorganic Carbon in Sea Ice. *Okeanologiya*. Oceanology. 2010, 50 (6): 910–917. [In Russian].

Overview ice maps of the Arctic Ocean. Retrieved from: http://old.aari.ru/main.php?lg=0&id=94 (Last access: 28 June 2022). [In Russian].

*Pershina N.A.*, *Polishchuk A.I.*, *Pavlova M.T.*, *Semenets E.S. Ionnyi sostav atmosfernykh osadkov na rossiiskikh stantsiyakh, vkhodyashchikh v sistemu Global'noi Sluzhby Atmosfery VMO. Obzor sostoianiya i zagriazneniya okruzhaiushchei sredy v Rossiiskoi Federatsii za 2018 g.* Ionic composition of atmospheric precipitation at Russian stations of the Global Atmosphere Watch of WMO. Review of the state and pollution of the environment in the Russian Federation for 2018. Moscow: Federal Service of Russia on Hydrometeorology and Monitoring of the Environment, 2019: 47–51. [In Russian].

*Rukovodstvo po khimicheskomu analizu poverkhnostnykh vod sushi. Chast' I.* Manual for the chemical analysis of land surface waters. Pt. 1. Ed. L.V. Boeva. Rostov-on-Don: NOK, 2009: 1044 p. [In Russian].

*Savchenko A.F.* Evaporation from the surface of the snow cover during the period of its occurrence in the Asian territory of Russia. 2016. Retrieved from: http://elib.rshu.ru/files_books/pdf/rid_aaae-969a98e549d18ed5002ddb752f12.pdf (Last access: 28 June 2022). [In Russian].

*Svistov P.F., Polishchuk A.I, Pershina N.A.* Qualitative assessment of environmental pollution (according to data on the chemical composition of atmospheric precipitation). *Trudy GGO im. A.I. Voeikova*. Proc. of Voeikov Main Geophysical Observatory. 2010, 2: 4–17. [In Russian].

*Tret'iakov M.V.*, *Golovanov O.F.*, *Grigor'eva V.A.*, *Romashova K.V. Maksimal'nye snegozapasy na vodosbore zaliva Gren-f'ord. Sovremennoe sostoyanie prirodnoi sredy arkhipelaga Shpitsbergen.* Maximum snow reserves in the Gren Fjord Bay catchment area. The current state of the natural environment of the Svalbard Archipelago. Ed. L.M. Savatiugina. St. Petersburg: Arctic and Antarctic Research Institute, 2020: 183–190. [In Russian].

*Shevchenko V.P., Vinogradova A.A., Lisitsyn A.P., Novigatskii A.N., Goriunova N.V. Atmosfernye aerozoli kak istochnik osadochnogo veshchestva i zagriaznenii v Severnom Ledovitom okeane. Sistema morya Laptevykh i prilegaiushchikh morei Arktiki: sovremennoe sostoianie i istoriya razvitiya.* Atmospheric aerosols as the source of the

следовательского стационара «Ледовая база «Мыс Баранова» за 2013–2020 гг. // Электронный ресурс. http://old.aari.ru/main.php?lg=0&id=405. Дата обращения: 15.07.2022.

*Alvarez-Aviles L. Simpson W.R., Douglas T.A., Sturm M., Perovich D., Domine F.* Frost flower chemical composition during growth and its implications вовлечение for aerosol production and bromine activation // Journ. of Geophys. Research. 2008. V. 113. P. D21304. doi: 10.1029/2008JD010277.

*Domine F., Sparapani R., Ianniello A., Beine H.J.* The origin of sea salt in snow on Arctic sea ice and in coastal regions // Atmos. Chem. Phys. 2004. V. 4. P. 2259–2271. doi: 10.5194/acp-4-2259-2004.

*Kaleschke L., Richter A., Burrows J., Afe O., Heygster G., Notholt J., Rankin A.M., Roscoe H.K., Hollwedel J., Wagner T., Jacobi H.-W.* Frost flowers on sea ice as a source of sea salt and their influence on tropospheric halogen chemistry // Geophys. Research Letters. 2004. № 31. L16114 p. doi: 10.1029/2004GL020655.

*Meinrat O. Andreae.* Marine aerosol chemistry at Cape Grim, Tasmania, and Townsville, Queensland // Journ. of Geophys. Research: Oceans. 1982. V. 87. № C11. P. 8875–8885.

*Wagenbach D., Ducroz F., Mulvaney R., Keck L., Legrand M., Hall J.S., Wolff E.W.* Sea-salt aerosol in coastal Antarctic regions // Journ. of Geophys. Research. 1998. V. 103. № D9. P. 10961–10974. doi: 10.1029/97JD01804.

sedimentary matter and pollution in the Arctic Ocean. System of the Laptev Sea and the Adjacent Arctic Seas: Modern and Past Environments. Moscow: Moscow University Press, 2009: 150–172. [In Russian].

Electronic archive of data of urgent meteorological observations for the period 2013–2021 from the research station «Cape Baranov» Ice base». Retrieved from: http://old.aari.ru/main.php?lg=0&id=405 (Last access: 15 July 2022). [In Russian].

*Alvarez-Aviles L. Simpson W.R., Douglas T.A., Sturm M., Perovich D., Domine F.* Frost flower chemical composition during growth and its implications вовлечение for aerosol production and bromine activation. Journ. of Geophys. Research. 2008, 113: D21304. doi: 10.1029/2008JD010277.

*Domine F., Sparapani R., Ianniello A., Beine H.J.* The origin of sea salt in snow on Arctic sea ice and in coastal regions. Atmos. Chem. Phys. 2004, 4: 2259–2271. doi: 10.5194/acp-4-2259-2271.

*Kaleschke L., Richter A., Burrows J., Afe O., Heygster G., Notholt J., Rankin A.M., Roscoe H.K., Hollwedel J., Wagner T., Jacobi H.-W.* Frost flowers on sea ice as a source of sea salt and their influence on tropospheric halogen chemistry. Geophys. Research Letters. 2004, 31: L16114. doi: 10.1029/2004GL020655.

*Meinrat O. Andreae.* Marine aerosol chemistry at Cape Grim, Tasmania, and Townsville, Queensland. Journ. of Geophys. Research: Oceans. 1982, 87 (C11): 8875–8885.

*Wagenbach D., Ducroz F., Mulvaney R., Keck L., Legrand M., Hall J.S., Wolff E.W.* Sea-salt aerosol in coastal Antarctic regions. Journ. of Geophys. Research. 1998, 103 (D9): 10961–10974. doi: 10.1029/97JD01804.

# Морские, речные и озёрные льды

УДК 551.326.7 DOI: 10.31857/S2076673422040153, EDN: MHYOBF

## Многолетняя изменчивость сплочённости льда Белого моря по спутниковым данным

© 2022 г. В.Н. Баклагин

Институт водных проблем Севера – обособленное подразделение Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, Россия
slava.baklagin@mail.ru

## Multiyear variability of ice concentration in the White Sea according to satellite data

V.N. Baklagin

Northern Water Problems Institute of the Karelian Research Centre, Russian Academy of Sciences, Petrozavodsk, Russia
slava.baklagin@mail.ru

*Received May 30, 2022 / Revised July 31, 2022 / Accepted October 7, 2022*

**Keywords:** ***sea ice, trend, NSIDC, AMSR-E, AMSR2.***

**Summary**

The objectives of this study were to analyze satellite data on the ice conditions in the White Sea available for the period 1979–2021 so that to identify statistically significant trends in closeness of ice during that period, and to establish spatial and temporal characteristics of the sea ice regime in this area. It was found that according to the satellite data a statistically significant negative trend (–0.34±0.11% year$^{-1}$ at a significance level of 0.05) of the ice closeness changes was observed over the above period for all areas of the sea, which corresponds to the general tendency of reducing the area of the Arctic ice cover due to the global warming. However, contrary to the statements of J.C. Comiso, D.K. Perovich, M.C. Serreze, J. Streve, D. Notz that since the beginning of the XX century the reduction of the ice area in the Arctic Ocean accelerates, no tendency in decrease of mean annual values of the ice closeness for the White Sea was revealed. In addition, the results of the regression analysis showed a slight decrease in the absolute value of the trend from – 0.74±0.38% year$^{-1}$ in 1979–1996 to –0.47±0.25% year$^{-1}$ in 1997–2020. It is also shown that the results of a comparative analysis of two trends in the year-to-year variability of ice closeness in the White Sea: the first one obtained from the microwave radiometer data provided by the National Snow and Ice Data Center, and the second one revealed from data of advanced microwave scanning radiometers (the University of Bremen), are in good agreement with each other. The difference in the slope coefficients of the linear approximation is only 0.038% year$^{-1}$ for the period 2002–2020. This is the important argument in support of using microwave radiometer data to determine trends in variability of ice closeness in the White Sea.

**Citation:** Baklagin V.N. Multiyear variability of ice concentration in the White Sea according to satellite data. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2022, 62 (4): 579–590. [In Russian].
doi: 10.31857/S2076673422040153, edn: mhyobf:

*Поступила 30 мая 2022 г. / После доработки 31 июля 2022 г. / Принята к печати 7 октября 2022 г.*

**Ключевые слова:** ***морской лёд, сплочённость льда, тренд, NSIDC, AMSR-E, AMSR2.***

Выполнены расчёты трендов многолетней изменчивости среднегодовых значений сплочённости льда Белого моря на основе данных спутникового пассивного микроволнового зондирования, предоставленных Национальным центром данных по снегу и льду США за период 1979–2021 гг., а также данных усовершенствованного микроволнового сканирующего радиометра, полученных в Бременском университете в 2002–2020 гг.

### Введение

Значительное сокращение площади арктического ледяного покрова в ответ на глобальное потепление в последние десятилетия отмечается в многочисленных научно-исследовательских работах (Johannessen et al., 1995; Йоханнессен и др. 2005; Comiso и et al., 2007; Perovich, Richter-Menge, 2009). Эти изменения существенно влияют не только на водные экосистемы (Maslanik et al., 2011), но и на человеческую деятельность, связанную с судоходством и рыбным промыслом (Шалина, 2021). В ряде работ установлены величины трендов изменения площадей морского льда как для всей Арктики (Granskog et al., 2006; Parkinson, Cavalieri, 2008; Cavalieri, Parkinson,

2012; Шалина, 2021), так и для отдельных арктических районов (Parkinson et al., 1999; Rodrigues, 2008; Бобылев и др., 2008; Шалина, 2013). Анализ существующих исследований показал, что наблюдаются отрицательные тенденции изменения площадей арктического льда и в целом для Северного Ледовитого океана, и для его отдельных районов. В работе (Parkinson et al., 1999) по данным за период 1979–1996 гг. установлено, что тренд ледовитости Арктики составляет −2,8% за 10 лет, в то время как в других работах (Бобылев и др., 2008; Шалина и др., 2008) величина тренда (рассчитанного для площади ледяного покрова по данным за 1979–2007 гг.) несколько больше – от −4,48 до −4,62% за 10 лет. Для центральной части Северного Ледовитого океана исследователями (Cavalieri, Parkinson, 2012) при анализе данных о ледовых условиях за 1979–2010 гг. получены схожие результаты (−2,1±0,3% за 10 лет).

При этом в некоторых работах (Comiso et al., 2007; Perovich, Richter-Menge, 2009; Serreze, Stroeve, 2015; Stroeve, Notz, 2018) отмечается, что с начала XX в. сокращение площадей льда в Северном Ледовитом океане значительно ускорилось. Авторы (Stroeve, Notz, 2018) отмечают, что в зимние месяцы значения тренда увеличилось с −2,4% за 10 лет (1979–1999 гг.) до −3,4% за 10 лет (2000–2017 гг.). В работе (Comiso et al., 2007) отмечается, что ледовитость и площади всего ледяного покрова (сезонного и многолетнего льда) в период 1979–1996 гг. изменились примерно с −2,2 и −3,0% за 10 лет, а в 1997–2007 гг. – до −10,1 и −10,7%. В исследовании (Serreze, Stroeve, 2015) приведены сравнения трендов изменения площадей льда в сентябре за 1979–1996 и 1997–2014 гг.; результаты анализа показали, что отрицательные тенденции увеличились в 4 раза. Пристальное внимание исследователей уделяется изменению ледяного покрова отдельных окраинных морей Северного Ледовитого океана, особенно на трассе Северного морского пути (Бобылев и др., 2008; Шалина и др. 2008; Шалина, 2013; Шалина, 2021). В работе (Granskog et al., 2006) приведены тренды изменения ледяного покрова Берингова моря (+1,2±2,7% за 10 лет), Гудзонова залива (−5,1±0,9% за 10 лет) за период 1979–2010 гг., а в работах (Шалина, 2013; Шалина, 2021) – для Баренцева моря (−17% за 10 лет), Карского моря (−9% за 10 лет), море Лаптевых (−4% за 10 лет), Восточно-Сибирского моря (−4% за 10 лет) и Чукотского моря (−8% за 10 лет) за период 1979–2012 гг.

Объект исследования – Белое море, внутреннее море Северного Ледовитого океана, расположенное на севере Европейской части России. Площадь его акватории составляет 90 тыс. км$^2$, наибольшая глубина – 343 м. Исследованию ледового режима Белого моря посвящено несколько работ (Гидрометеорология.., 1991; Filatov et al., 2005; Думанская, 2007). Сведения о развитии ледовых явлений на Белом море собраны в трудах, изданных Государственным Океанографическим институтом СССР (Гидрометеорология..., 1991), где описаны различные статистические характеристики ледовых процессов, происходящих на Белом море, по материалам авиаразведок, судовых измерений, проводимых на береговых станциях и постах за период вплоть до 1985 г. В 2005 г. опубликованы исследования изменчивости ледового режима Белого моря, в частности среднегодовых значений сплочённости льда (Filatov et al., 2005), где представлен анализ спутниковых данных о состоянии ледяного покрова (в том числе сплочённость льда), полученных пассивными микроволновыми радиометрами за 21-летний период (1978–1999 гг.). Акватория Белого моря разделена на пять районов и для каждого района выполнен анализ динамики сплочённости льда. Весь период наблюдений разбит на два временных интервала – 1978–1992 и 1992–1999 гг. и показано, что в период 1978–1992 гг. произошло снижение сплочённости льда на Белом море (от −3,03 до −1,52% за год), а в период 1992–1999 гг. – её увеличение (от 0 до 4% за год). За весь период наблюдений отмечено снижение площади ледяного покрова на 8,1% за 10 лет.

Отмечен существенный вклад в изучение ледового режима Белого моря И.О. Думанской. В ряде работ (Думанская, 2004; Думанская, 2007; Думанская, 2014) она представила наиболее полные исследования ледового режима: проанализированы внутрисезонная и межгодовая изменчивости ледовитости Белого моря по ряду наблюдений с гидрометеорологических станций, данных ледовых авиаразведок, снимков ИСЗ (за 1985–2006 гг.), а также установлены связи параметров ледового режима моря с макроциркуляционными процессами.

Цель исследования – актуализация и дополнение исследований ледового режима Белого моря, которые предусматривают анализ спутниковых данных о ледовой обстановке, выявление статистически значимых трендов многолетней изменчивости сплочённости льда за период 1979–2021 гг., а также установление пространственно-временных закономерностей развития ледовых процессов на море.

## Методика исследований

***Определение сплочённости льда на Белом море.*** Полную оценку динамики ледовой ситуации на морях можно выполнить только с применением спутниковых данных, которые в значительной степени превосходят по территориальному охвату данные визуальных наблюдений за состоянием ледяного покрова с постов наблюдений, а также дают возможность проводить измерения вне зависимости от времени суток и облачности (приборы, работающие в микроволновом диапазоне). Преимущество спутниковых средств наблюдения подтверждается в ряде работ (Заболотских, 2019; Tschudi et al., 2020; Kern et al., 2020; Шалина, 2021). Анализ работ (Шалина и др., 2008; Cavalieri, Parkinson, 2012; Шалина, 2013; Stroeve, Notz, 2018) показал, что для мониторинга и оценки изменений ледяного покрова Северного Ледовитого океана применены данные спутникового микроволнового пассивного зондирования начиная с ноября 1978 г. до настоящего времени. По мнению исследователей (Йоханнессен и др., 2007; Спутниковые методы..., 2011), данные спутникового микроволнового пассивного зондирования считаются оптимальными для соответствующих задач – анализа и оценки многолетней изменчивости ледяного покрова в Северном Ледовитом океане, поскольку на настоящий момент это – наиболее длительный ряд регулярных данных о сплочённости льда. В связи с этим в исследовании применяются данные спутникового микроволнового пассивного зондирования, предоставленные Национальным центром данных по снегу и льду США (NSIDC). Эти данные рассчитаны алгоритмом NASA TEAM и распространяются с идентификатором набора данных – G02135 (https://nsidc.org/data/G02135/versions/3) (NSIDC G02135).

Расчёты ледовитости и сплочённости морского льда по данным спутникового пассивного микроволнового зондирования о яркостной температуре доступны с октября 1978 г. Первые данные получены с помощью радиометра Scanning Multichannel Microwave Radiometer (SMMR) Nimbus-7, а с августа 1987 г. – серией радиометров Special Sensor Microwave Imager (SSM/I) и радиометров Special Sensor Microwave Imager/Sounder (SSMIS) на спутниках оборонной метеорологической спутниковой программы США (DMSP). Описанные данные спутниковых измерений доступны в виде осреднённых за день полей сплочённости льда в полярной стереографической проекции с размером ячейки 25 × 25 км с временным разрешением двое суток – с 26 октября 1978 г. до 20 августа 1987 г., а с 21 августа 1987 г. по настоящее время – одни сутки, что связано со сменой используемых спутников. Однако последние исследования в области применения спутниковых данных для оценки сплочённости морского льда (Kern et al., 2019; Kern et al., 2020) показали, что в период таяния льда (с мая по сентябрь) применяемые алгоритмы для дешифрирования спутниковых данных могут содержать существенные ошибки в определении льда (до 45%). Исследователями (Kern et al., 2020) проанализированы 10 алгоритмов, которые объединены в четыре группы для различных спутниковых данных с пространственным разрешением от 12,5 до 50 км. Авторы (Kern et al., 2020) пришли к заключению, что современные датчики микроволнового зондирования не позволяют отличить воду на поверхности морского льда от воды в разрывах между ледовыми образованиями, что неизбежно приводит к погрешностям в определении сплочённости льда.

Для сравнительного анализа с набором данных NSIDC G02135 применены данные о сплочённости морского льда с пространственным разрешением 3,125 км Университета Бремен. Эти данные получены с помощью алгоритма ASI (Spreen et al., 2008) и доступны с 2002 г. Алгоритм ASI используется к данным микроволновых датчиков: AMSR-E (усовершенствованный микроволновый сканирующий радиометр для системы наблюдения за Землёй) на борту спутника NASA Aqua (2002–2011 гг.) и AMSR2 (усовершенствованный микроволновый сканирующий радиометр 2) на борту спутника JAXA GCOM-W1

(с 2011 г. по настоящее время) (данные СВЧ-радиометров AMSR-E/AMSR2). Алгоритм ASI проверен путём сравнения с визуальными наблюдениями за льдом с судов и сравнением с результатами других алгоритмов, а также путём сравнения значений сплочённости льда, полученных с помощью оптических датчиков с более высоким разрешением (Spreen et al., 2008; Wiebe et al., 2009; Heygster et al., 2009). Абсолютная ошибка составляет 5,7–25%, при этом меньшие значения ошибок возникают при высоких значениях сплочённости льда (Spreen et al., 2008).

Поскольку ледовые процессы на Белом море содержат пространственную неоднородность, связанную с наличием таких факторов, как сильные ветровые явления и взаимодействия с Баренцевым морем (Гидрометеорология..., 1991; Лоция..., 1995), выполнена оценка ледовых условий отдельно для каждого района Белого моря (рис. 1). Акватория моря разбита на райо-

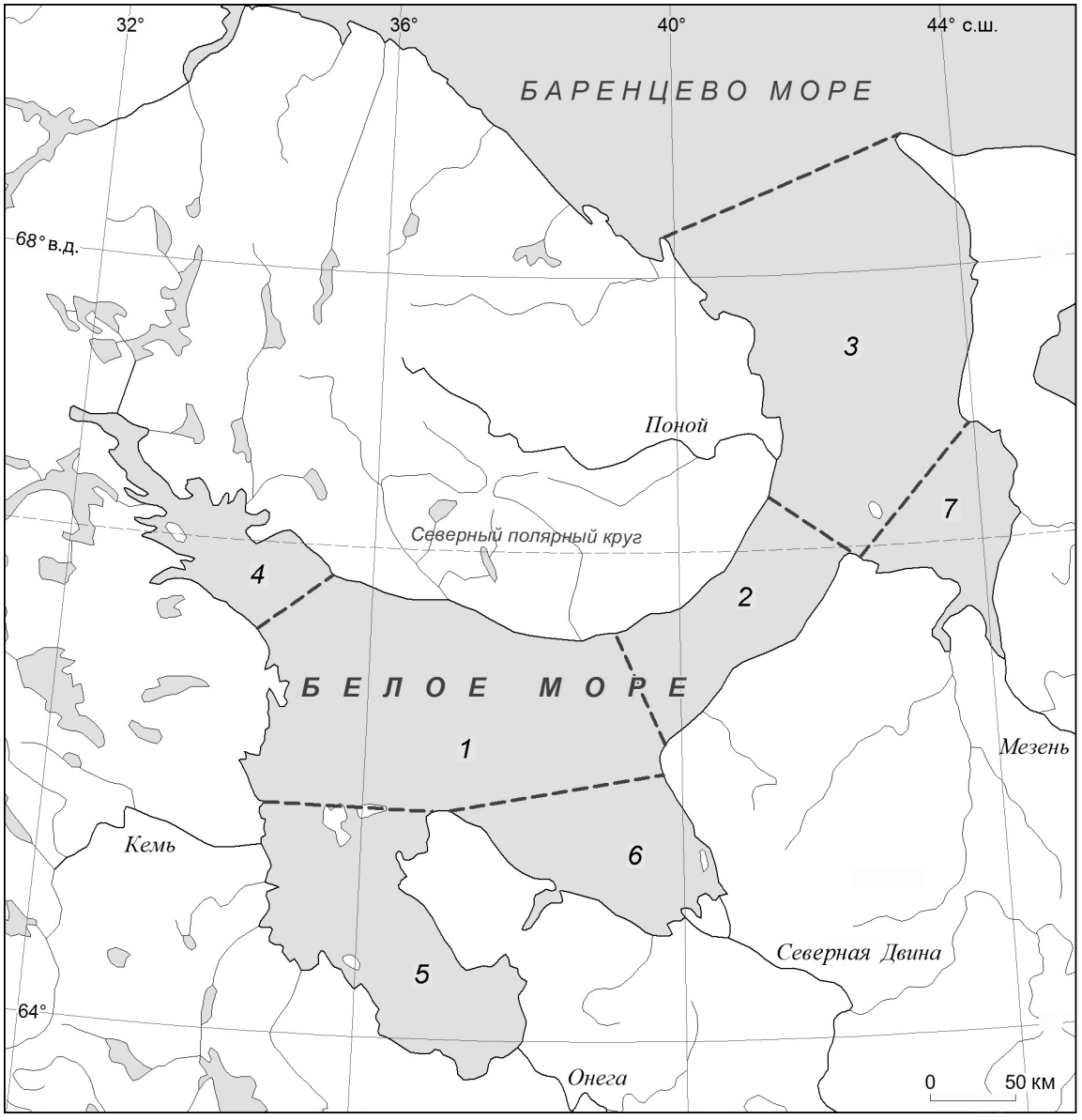



**Рис. 1.** Районы Белого моря согласно названиям А.Д. Добровольского:
*1* – бассейн; *2* – Воронка; *3* – Горло; *4* – Кандалакшский залив; *5* – Онежский залив; *6* – Двинский залив; *7* – Мезенский залив

**Fig. 1.** Areas of the White Sea according to the names of A.D. Dobrovolsky:
*1* – Bassein; *2* – Voronka; *3* – Gorlo; *4* – Kandalakshskiy Bay; *5* – Onezhskiy Bay; *6* – Dvinskiy Bay; *7* – Mezenskiy Bay

ны согласно описанию (Добровольский, Залогин, 1982), что позволило установить пространственно-временные закономерности протекания ледового режима на Белом море.

***Расчёт трендов многолетней изменчивости сплочённости льда на Белом море.*** Величины трендов многолетней изменчивости сплочённости льда на Белом море рассчитаны с помощью регрессионного анализа. Основные статистические характеристики регрессионной модели, благодаря которым проверена значимость модели, вычислены в результате дисперсионного анализа. Приведён расчёт критерия Фишера:

$$F = \frac{R^2 / (k-1)}{(1-R^2)/(n-k)},$$

где $n$ – число наблюдений; $k$ – число ограничений модели; $R^2$ – коэффициент детерминации –

$$R^2 = RSS/TSS,$$

где $RSS$ – объяснённая регрессией сумма квадратов, %$^2$; $TSS$ – общая сумма квадратов, %$^2$, –

$$TSS = RSS + ESS,$$

где $ESS$ – сумма квадратов остатков, %$^2$.

Значения

$$RSS = \sum_{i=1}^{n} \left(\widehat{ice}_i - \overline{ice}\right)^2,$$

$$ESS = \sum_{i=1}^{n} \left(ice_i - \widehat{ice}_i\right)^2,$$

где $ice_i$ – среднее значение сплочённости льда за -й год, %; $\widehat{ice}_i$ – расчётное по модели среднее значение сплочённости льда за $i$-й год, %; $\overline{ice}$ – среднее значение сплочённости льда за весь период наблюдений, %.

Полученные значения сравнивались с принятым уровнем значимости в данном исследовании (0,05), и на основании этого принималось решение об адекватности регрессионной модели. Расчёт значений доверительных интервалов выполнен исходя из предположения о нормальности распределения ошибок регрессии:

$$\Delta = t(n-2)S_e,$$

где $t(n-2)$ – квантиль распределения Стьюдента; $S_e$ – стандартная ошибка коэффициента регрессии, % × год$^{-1}$, равный

$$S_e = \frac{SE_{ice}}{S_{year}\sqrt{n-1}},$$

где $SE_y$ – стандартная ошибка регрессии, %; $S_{year}$ – стандартное отклонение аргумента модели, годы:

$$S_{year} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n}\left(year_i - year_{cp}\right)^2}{n-1}}.$$

Стандартная ошибка регрессии вычислялась по формуле

$$SE_{ice} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n}\left(ice_i - \widehat{ice}_i\right)^2}{n-2}}.$$

Выполнено исследование временно́го ряда среднегодовых значений сплочённости льда на Белом море на нахождение точки бифуркации – момент смены тренда во временных рядах – согласно методике, описанной в работе (Кузнецов и др., 2019). Суть данного метода заключается в прямом переборе вариантов возможного нахождения точки бифуркации до тех пор, пока не будет достигнуто условие минимизации среднеквадратических ошибок регрессионных моделей, описывающих соответствующие временные интервалы.

## Результаты исследований

Анализ спутниковых данных NSIDC G02135 о сплочённости льда на Белом море за период с 26 октября 1978 г. по 31 мая 2021 г. (продолжительностью 42 года) показал, что ледообразование на Белом море начинается в конце октября и заканчивается в начале июня. Ежегодно Белое море практически полностью покрывается льдом (среднее значение максимальной за зиму сплочённости льда составляет 82,79%, коэффициент вариации – 9,47%), а затем полностью освобождается ото него (рис. 2). Минимальное среднее за год значение сплочённости льда на всей акватории Белого моря за 1979–2021 гг. составляет 11,81% (2020 г.), максимальное – 37,60% (1985 г.), среднее значение за весь период – 24,70%. Отмечено, что с 2014 по 2021 г. среднее за год значение сплочённости льда не превышало 20% (за исключением 2018 г. – 22,65%).

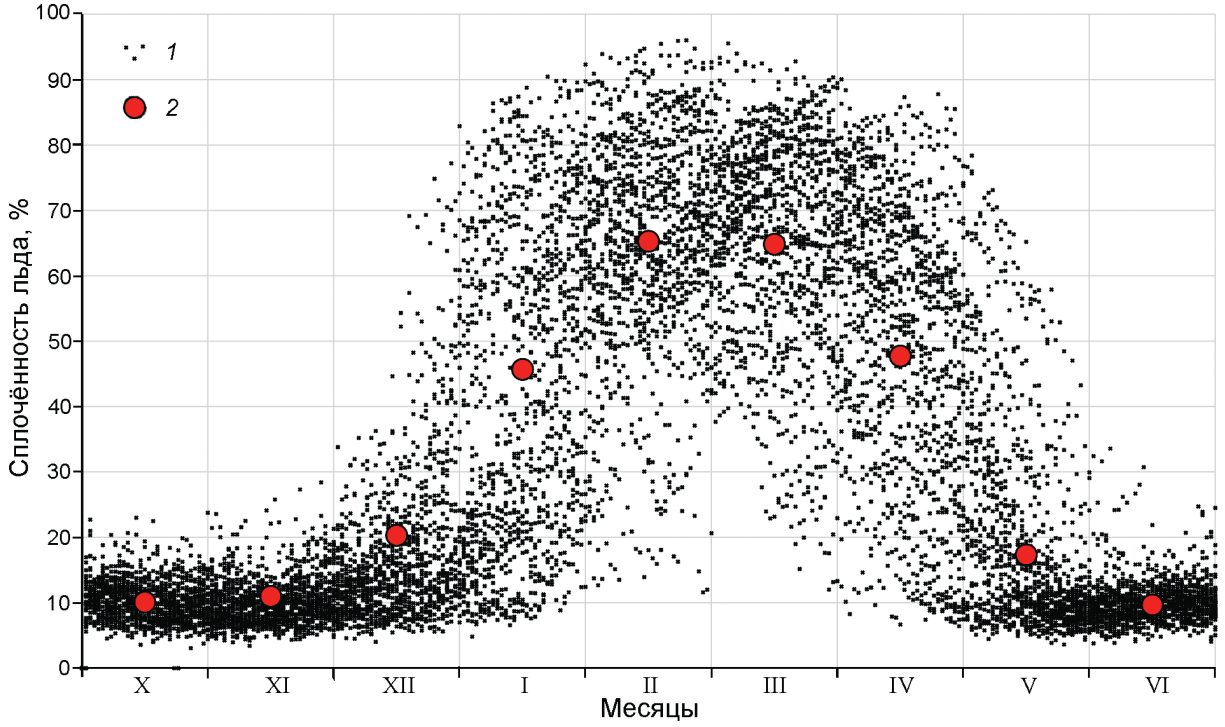



**Рис. 2.** Хронологический ход сплочённости льда на Белом море за период 1978–2021 гг.:
*1* – фактические данные; *2* – осреднённые за рассматриваемый период среднемесячные значения
**Fig. 2.** Chronological course of ice concentration in the White Sea for the period 1978–2021:
*1* – actual data, *2* – monthly average values averaged over the period

Согласно данным NSIDC G02135, сплочённость льда по площади акватории Белого моря распределяется неравномерно (табл. 1). В октябре лёд начинает образовываться преимущественно в Кандалакшском (40,01%) и Онежском (31,58%) заливах, и лишь в декабре Мезенский залив становится также охвачен льдом (33,64%), а к январю все районы Белого моря покрыты льдом – в большей степени Кандалакшский (65,49%), Мезенский (65,24%) и Онежский (68,03%) заливы. Уже в апреле сплочённость льда на Белом море существенно снижается (47,74%). Освобождение ото льда начинается с Бассейна (41,41%), Воронки (42,10%) и Двинского залива (42,07%), а к маю эти районы практически полностью освобождаются ото льда. В июне лёд остаётся только в Кандалакшском заливе (42,18%).

В целом за период 1979–2021 гг. наибольшие средние за год значения сплочённости льда отмечаются для акваторий Кандалакшского (47,78%) и Онежского заливов (36,29%), наименьшие – для акваторий Воронки (17,36%) и Бассейна (20,71%). Наибольшие среднемесячные значения сплочённости льда для отдельных районов и для всей акватории Белого моря – в феврале (65,29%) и марте (64,83%). Регрессионный анализ показал, что для всех районов Белого моря отмечается статистически значимый (при уровне значимости 0,05) отрицательный тренд (табл. 2), величины которого составляют от $-0{,}41\pm0{,}13\% \times \text{год}^{-1}$ (Мезенский залив) до $-0{,}16\pm0{,}09\% \times \text{год}^{-1}$ (Кандалакшский залив) и $-0{,}34\pm0{,}11\% \times \text{год}^{-1}$ – для всей акватории моря. Наибольшие величины статистически значимых трендов среднемесячных значений сплочённости льда (при уровне значимости 0,05) отмечаются в январе ($-1{,}11\pm0{,}43\% \times \text{год}^{-1}$) и апреле ($-0{,}82\pm0{,}44\% \times \text{год}^{-1}$), а меньшие по модулю значения тренда – в декабре ($-0{,}51\pm0{,}20\% \times \text{год}^{-1}$), феврале ($-0{,}63\pm0{,}31\% \times \text{год}^{-1}$), марте ($-0{,}51\pm0{,}36\% \times \text{год}^{-1}$) и мае ($-0{,}52\pm0{,}28\% \times \text{год}^{-1}$). В октябре и ноябре не выявлено статистически значимых трендов. Отмечено, что тенденция снижения средних за год значений сплочённости льда в большей степени обеспечена за счёт увеличения продолжительности безлёдного периода на Белом море в целом – позднее формирование ледовых образований и раннее разрушение ледяного покрова.

*Таблица 1.* **Средние значения сплочённости льда в районах Белого моря по месяцам за 1979–2021 гг.**

| Месяцы | Кандалакшский залив | Бассейн | Двинский залив | Воронка | Мезенский залив | Онежский залив | Горло | Итого |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Январь | 65,49 | 39,01 | 48,40 | 30,08 | 65,24 | 68,03 | 51,78 | 45,69 |
| Февраль | 82,73 | 66,35 | 69,99 | 48,06 | 75,02 | 78,20 | 75,01 | 65,29 |
| Март | 82,09 | 64,48 | 65,29 | 53,13 | 72,92 | 72,45 | 75,22 | 64,83 |
| Апрель | 73,17 | 41,41 | 42,07 | 42,10 | 60,86 | 52,72 | 58,35 | 47,74 |
| Май | 50,88 | 11,62 | 10,20 | 13,72 | 20,57 | 26,32 | 18,45 | 17,37 |
| Июнь | 42,18 | 5,79 | 8,39 | 3,87 | 6,51 | 19,97 | 9,99 | 9,68 |
| Июль | 1,60 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,08 |
| Август | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Сентябрь | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 7,95 | 0,00 | 1,06 |
| Октябрь | 40,01 | 5,72 | 7,35 | 3,95 | 5,74 | 24,69 | 10,70 | 10,10 |
| Ноябрь | 40,88 | 4,85 | 7,48 | 3,90 | 9,92 | 31,58 | 8,90 | 11,00 |
| Декабрь | 46,29 | 9,29 | 15,41 | 9,56 | 33,64 | 53,54 | 17,16 | 20,33 |

*Таблица 2.* **Статистические характеристики регрессионных моделей, описывающих изменчивость ледяного покрова на акватории Белого моря и его районах**

| Районы | Величина тренда, % × год$^{-1}$ | Доверительный интервал, % × год$^{-1}$ | Регрессионная и дисперсионная статистика модели | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | объяснённая регрессией сумма квадратов ESS, %$^2$ | сумма квадратов остатков RSS, %$^2$ | коэффициент детерминации $R^2$ | значимость $F$ | число наблюдений, $n$ |
| Кандалакшский залив | −0,16 | 0,09 | 166,22 | 494,96 | 0,25 | 0,00071820 | 42 |
| Бассейн | −0,35 | 0,12 | 774,58 | 884,56 | 0,47 | 0,00000062 | 42 |
| Двинский залив | −0,38 | 0,13 | 875,67 | 988,52 | 0,47 | 0,00000055 | 42 |
| Воронка | −0,39 | 0,13 | 927,50 | 1078,54 | 0,46 | 0,00000055 | 42 |
| Мезенский залив | −0,41 | 0,13 | 1030,81 | 1082,94 | 0,49 | 0,00000027 | 42 |
| Онежский залив | −0,22 | 0,11 | 289,89 | 675,11 | 0,30 | 0,00017171 | 42 |
| Горло | −0,39 | 0,13 | 925,40 | 1082,00 | 0,46 | 0,00000077 | 42 |
| Белое море | −0,34 | 0,11 | 732,27 | 795,47 | 0,48 | 0,00000038 | 42 |

Результаты исследования временно́го ряда среднегодовых значений сплочённости льда на основе набора данных NSIDC G02135 на Белом море показали, что оптимальной точкой бифуркации считается 1996 г. (среднеквадратическая ошибка моделей составляет 15,56%$^2$), в связи с чем выделены тренды для каждого из временных интервалов 1979–1996 и 1996–2020 гг. (рис. 3; табл. 3). Регрессионный анализ показал, что для обоих периодов отмечаются статистически значимые тренды (при уровне значимости 0,05), величины которых составляют: −0,74±0,38% × год$^{-1}$ за период 1979–1996 гг. и −0,47±0,25% × год$^{-1}$ за 1997–2020 гг. Отмечены низкие значения коэффициентов детерминации регрессионных моделей (см. табл. 2, 3). Это показывает, что линейная аппроксимация недостаточно точно описывает изменения среднегодовых значений сплочённости морского льда Белого моря.

Сравнительный анализ данных СВЧ-радиометров AMSR-E/AMSR2 с набором данных NSIDC G02135 показал, что среднее значение абсолютного отклонения сплочённости льда за 2002–2020 гг. составляет 5,29%. Наибольшие средние значения абсолютного отклонения наблюдаются для Кандалакшского (27,35%) и Онежского заливов (33,08%), наименьшие – для Воронки (3,39%) Белого моря. При этом среднегодовые значения сплочённости льда (рис. 4), согласно набору данных NSIDC G02135, в среднем выше на 4,15%, чем по данным СВЧ-радиометров AMSR-E/AMSR2. Статистический анализ показал систематический (не случайный) характер возникновения данной ошибки. Результаты регрессионного анализа показывают, что относительное отклонение коэффициентов угла наклона линейной аппроксимации рядов среднегодовых значений сплочённости льда, согласно данным СВЧ-радиометров

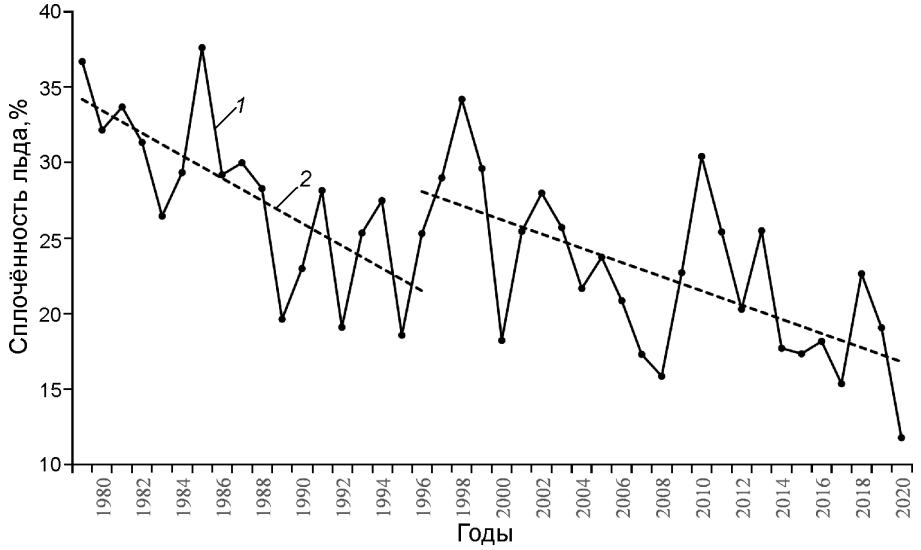



**Рис. 3.** Среднегодовые значения сплочённости льда на Белом море:
*1* – фактические значения; *2* – линейная аппроксимация
**Fig. 3.** Average annual values of ice concentration in the White Sea:
*1* – actual values; *2* – linear approximation

AMSR-E/AMSR2 ($-0{,}41\% \times$ год$^{-1}$) и набору данных NSIDC G02135 ($-0{,}37\% \times$ год$^{-1}$), составляет $0{,}038\% \times$ год$^{-1}$.

## Обсуждение результатов

Согласно представленным результатам, среднестатистическое начало интенсивного ледообразования приходится на декабрь, а к январю Белое море практически полностью покрывается льдом (см. табл. 1; см. рис. 2). Основной прирост толщины льда происходит в феврале, когда достигается максимальное значение сплочённости льда. Таяние льда происходит во второй половине апреля, в мае этот процесс происходит с наибольшей интенсивностью, а окончательное очищение моря ото льда происходит в первой декаде июня. Эти результаты, описывающие фазы развития ледовых явлений на Белом море, в значительной степени согласуются с результатами предшествующих исследований (Гидрометеорология ..., 1991), которые выполнены по данным карт ледовых авиаразведок и наблюдений 25 морских гидрометеорологических станций Северного и Мурманского управлений по гидрометеорологии за период 1951–1985 гг. Отличием считается лишь то, что, согласно исследованиям (Гидрометеорология ..., 1991), формирование льдов начинается в Онежском, Мезенском и Двинском заливах, а также в горле Белого моря, в то время как по результатам данного исследования (см. табл. 1) образование ледяного покрова начинается в Онежском, Мезенском и Кандалакшском заливах.

Сравнительный анализ величин трендов многолетней изменчивости сплочённости льда в районах Белого моря и для всей акватории в целом, приведённых в данном исследовании (см. табл. 2), с аналогичными, полученным в работе (Filatov et al., 2005) за период 1979–1999 гг., показал, что абсолютные величины значений трендов уменьшаются практически во всех районах Белого моря за период 1979–2020 гг. приблизительно в 2–2,5 раза. В частности, по данным исследования (Filatov et al., 2005) за период 1979–1999 гг. тренд для всей акватории Белого моря составляет $-0{,}81\% \times$ год$^{-1}$, в то время как за период 1979–2020 гг. он равен $-0{,}34 \pm 0{,}11\% \times$ год$^{-1}$. Кроме того, авторы в работе (Filatov et al., 2005) за период 1992–1999 гг. отмечают увеличение среднегодовых значений сплочённости льда для всех районов Белого моря. Согласно результатам регрессионного анализа (см. рис. 3), такая тенденция сохранилась вплоть до 2002 г. – это объясняет снижение абсолютной величины тренда за период 1979–2020 гг. по сравнению с периодом 1979–1999 гг. По результатам регрессионного анализа, а также поиска оптимальной точки би-

*Таблица 3.* **Статистические характеристики регрессионных моделей, описывающих изменчивость ледяного покрова на акватории Белого моря в различные временные период**

| Характеристики | Периоды, годы | |
|---|---|---|
| | 1979–1996 | 1997–2020 |
| Величина тренда, % × год$^{-1}$ | −0,74 | −0,47 |
| Доверительный интервал, % × год$^{-1}$ | 0,38 | 0,25 |
| Регрессионная и дисперсионная статистика модели: | | |
| объяснённая регрессией сумма квадратов ESS, % | 268,53 | 286,27 |
| сумма квадратов остатков RSS, %$^2$ | 246,03 | 422,89 |
| коэффициент детерминации $R^2$ | 0,52 | 0,40 |
| значимость $F$ | 0,00070912 | 0,00064349 |
| число наблюдений, $n$ | 18 | 24 |

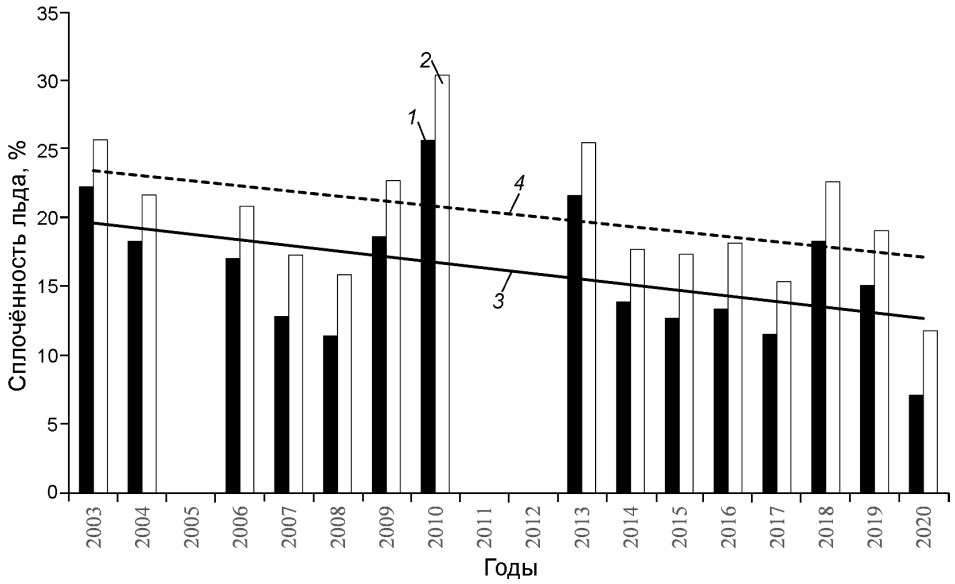



**Рис. 4.** Среднегодовые значения сплочённости льда на Белом море по спутниковым данным:
*1* – СВЧ-радиометров AMSR-E/AMSR2; *2* – NSIDC G02135; *3* – линейная аппроксимация данных СВЧ-радиометров AMSR-E/AMSR2; *4* – линейная аппроксимация данных NSIDC G02135

**Fig. 4.** Average annual values of ice concentration in the White Sea according to satellite data:
*1* – microwave radiometers AMSR-E/AMSR2; *2* – NSIDC G02135; *3* – linear approximation of data from microwave radiometers AMSR-E/AMSR2; *4* – linear approximation of NSIDC G02135

фуркации можно сделать вывод, что ускорение сокращения площадей льда, которое отмечается исследователями с начала XX в. в ряде работ для других морей Северного Ледовитого океана (Comiso et al., 2007; Perovich, Richter-Menge, 2009; Serreze, Stroeve, 2015; Stroeve, Notz, 2018), для Белого моря не происходит (см. табл. 4); напротив, абсолютная величина тренда несколько снизилась: с −0,74±0,38% × год$^{-1}$ (1979–1996 гг.) до −0,47±0,25% × год$^{-1}$ (1997–2020 гг.). Несмотря на это, отрицательные значения тренда многолетней изменчивости сплочённости льда Белого моря сохраняются.

Отмечено, что различия в определении сплочённости льда Белого моря между спутниковыми данными NSIDC G02135 и данными радиометров AMSR-E/AMSR2 содержат систематический характер: среднегодовые значения сплочённости Белого моря, согласно данным NSIDC G02135, больше аналогичных (в среднем на 4,15%), полученных по данным СВЧ-радиометров AMSR-E/AMSR2. Этот факт объясняется неверной классификацией пикселей (вода/лёд) в периоды формирования и разрушения льда алгоритмом дешифрирования NASA Team, особенно в узких заливах Белого моря

(Кандалакшский и Онежский заливы). Кроме того, применяемое пространственное разрешение данных 25 км не позволяет в достаточной мере воспроизвести формы заливов, существенно огрубляя их.

Несмотря на наличие существенных различий в расчётах значений сплочённости льда для акваторий небольших заливов Белого моря, а также среднегодовых значений для всей акватории моря, которые не позволяют достаточно достоверно устанавливать пространственно-временные закономерности развития ледовых явлений, отмечено, что полученные коэффициенты линейной аппроксимации, характеризующие величины тренда многолетней изменчивости сплочённости льда на Белом море, отличаются незначительно (на 0,038% в год) – параллельность графиков *3* и *4* (см. рис. 4). Этот факт – важный аргумент в пользу возможности применения данных СВЧ-радиометров, в частности собранных в наборе NSIDC G02135, для выявления тенденций многолетнего изменчивости сплочённости льда на Белом море.

## Заключение

Результаты исследований многолетней изменчивости ледового режима Белого моря по данным NSIDC G02135 показали, что за период 1979–2020 гг. наблюдается статистически значимый (при уровне значимости 0,05) отрицательный тренд многолетнего изменения сплочённости льда для всей акватории – −0,34±0,11% в год, а также для всех районов моря, что соответствует общей тенденции сокращения площадей арктического ледяного покрова из-за глобального потепления. Показано, что в Белом море не происходит ускорения сокращения среднегодовой сплочённости льда, которое отмечается для других морей Северного Ледовитого океана. Напротив, результаты регрессионного анализа показали незначительное снижение абсолютной величины тренда – с −0,74±0,38% в год за период 1979–1996 гг. до −0,47±0,25% в год за период 1997–2020 гг. Установлено, что результаты оценок тенденций многолетней изменчивости сплочённости льда на Белом море на основе данных СВЧ-радиометров, собранных в наборе NSIDC G02135, и СВЧ-радиометров AMSR-E/AMSR2 согласуются между собой (разность коэффициентов угла наклона линейной аппроксимации за 2002–2020 гг. составляет лишь 0,038% в год), что считается важным аргументом в пользу возможности применения данных СВЧ-радиометров для определения тенденций многолетней изменчивости сплочённости льда на Белом море.

**Благодарности.** Работа выполнена при поддержке государственного задания № АААА-А18-118032290034-5.

**Acknowledgments.** The work was carried out within the framework of the theme of the state assignment № АААА-А18-118032290034-5.

## Литература

*Бобылев Л.П., Шалина Е.В., Йоханнессен О.М., Заболотских Е.В., Сандвен С., Бабина О.И.* Изменение арктического ледяного покрова по данным спутникового микроволнового зондирования // Проблемы Арктики и Антарктики. 2008. № 1 (78). С. 38–47.

Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 2. Вып. 1 / Ред. Б.Х. Глуховский. Ленинград: Гидрометеоиздат, 1991. 241 с.

*Добровольский А.Д., Залогин Б.С.* Моря СССР. М.: Изд-во МГУ, 1982. 192 с.

*Думанская И.О.* Анализ изменчивости положения кромок дрейфующего льда и максимальной ледовитости Белого моря // Тр. Гидрометцентра России. 2004. Вып. 339. С. 45–54.

*Думанская И.О.* Исследование изменчивости и прогноз характеристик дрейфующего льда в Белом море. Дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. М.: Гидрометеорол. науч.-исслед. центр РФ, 2007. 208 с.

## References

*Bobylev L.P., Shalina E.V., Johannessen O.M., Zabolotskih E.V., Sandven S., Babina O.I.* Changes in the arctic ice cover from satellite passive microwave data. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2008, 1 (78): 38–47. [In Russian].

*Gidrometeorologiya i gidrohimiya morej SSSR.* Hydrometeorology and hydrochemistry of the seas of the USSR. V. 2. Is. 1. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1991: 241 p. [In Russian].

*Dobrovol'skij A.D., Zalogin B.S.* Morya SSSR. Seas of the USSR. Moscow: Moscow University Press, 1982: 192 p. [In Russian].

*Dumanskaya I.O.* Analysis of the variability of the position of drifting ice edges and the maximum ice coverage of the White Sea. *Trudy Gidrometcentra Rossii*. Proc. of the Hydrometeorological Center of Russia. 2004, 339: 45–54. [In Russian].

*Dumanskaya I.O.* Study of variability and forecast of characteristics of drifting ice in the White Sea. PhD. Mos-

*Думанская И.О.* Ледовые условия морей европейской части России. Обнинск: ИГ-СОЦИН, 2014. 608 с.

*Заболотских Е.В.* Обзор методов восстановления параметров ледяного покрова по данным спутниковых микроволновых радиометров // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2019. Т. 55. № 1. С. 128–151. doi: 10.31857/S0002-3515551128-151.

*Йоханнессен О.М., Бобылев Л.П., Кузьмина С.И., Шалина Е.В., Хворостовский К.С.* Изменчивость климата Арктики в контексте глобальных изменений // Вычислительные технологии. 2005. Т. 10. Ч. 1. С. 56–62.

*Йоханнессен О.М., Александров В.Ю., Фролов И.Е., Сандвен С., Петтерссон Л.Х., Бобылев Л.П., Клостер К., Смирнов В.Г., Миронов Е.У., Бабич Н.Г.* Научные исследования в Арктике. Т. 3. Дистанционное зондирование морских льдов на северном морском пути: изучение и применение. СПб.: Наука, 2007. 512 с.

*Кузнецов А.Д., Саенко А.Г., Сероухова О.С., Симакина Т.Е.* Алгоритм поиска моментов смены тренда во временных рядах метеорологических величин // Вестн. Тверского гос. ун-та. Сер. Прикладная математика. 2019. Вып. 3. С. 74–89. doi: 10.26456/vtpmk541.

Лоция Белого моря / Ред. О.И. Венгель, Е.В. Губанов, Л.Ф. Крупина, В.И. Кириллов, Ю.Д. Наркевич, Л.А. Самсоненко. СПб.: Главное управление навигации и океанографии Министерства обороны Российской Федерации, 1995. 335 с.

Спутниковые методы определения характеристик ледяного покрова морей / Ред. В.Г. Смирнов. СПб.: ААНИИ, 2011. 240 с.

*Шалина Е.В,. Йоханнессен О.М., Бобылев Л.П.* Изменение арктического ледяного покрова по данным спутникового пассивного микроволнового зондирования с 1978 по 2007 год // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2008. Т. 2. Вып. 5. С. 228–223.

*Шалина Е.В.* Сокращение ледяного покрова Арктики по данным спутникового пассивного микроволнового зондирования // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2013. Т. 10. № 1. С. 328–336.

*Шалина Е.В.* Региональные особенности изменения ледовой обстановки в морях российской Арктики и на трассе Северного морского пути по данным спутниковых наблюдений // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2021. Т. 18. № 5. С. 201–213.

*Cavalieri D.J., Parkinson, C.L.* Arctic sea ice variability and trends, 1979–2010 // The Cryosphere 2012. № 6. P. 881–889. doi: 10.5194/tc-6-881-2012.

*Comiso J.C., Parkinson C.L., Gersten R., Stock L.* Accelerated decline in the Arctic sea ice cover // Geophys. Research Letters. 2007. V. 34. L01703. doi: 10.1029/2007/GL031972.

*Filatov N.N., Pozdnyakov D.V., Johannessen O.M., Pettersson L.H.* White Sea: Its Marine Environment and Ecosystem Dynamics Influenced by Global Change. Chichester, UK: Springer-Praxis, 2005: 463 p. doi: 10.1007/3-540-27695-5.

cow: Gidrometeorol. nauch.-issled. centr RF, 2007: 208 p. [In Russian].

*Dumanskaya I.O.* Ledovye usloviya morej evropejskoj chasti Rossii. Ice conditions of the seas of the European part of Russia. Obninsk: IG–SOCIN, 2014: 608 p.

*Zabolotskih E.V.* Review of methods to retrieve sea ice parameters from satellite microwave radiometer data. *Izvestiya RAN. Fizika atmosfery i okeana.* Proc. of the RAS. Physics of the atmosphere and ocean. 2019, 55 (1): 128–151. doi: 10.31857/S0002-3515551128-151. [In Russian].

*Johannessen O.M., Bobylev L.P., Kuz'mina S.I., Shalina E.V., Hvorostovskij K.S.* Arctic climate variability in the context of global changes. *Vychislitel'nye tekhnologii.* Computational Technologies. 2005, 10 (1): 56–62. [In Russian].

*Johannessen O.M., Aleksandrov V.YU., Frolov I.E., Sandven S., Pettersson L.H., Bobylev L.P., Kloster K., Smirnov V.G., Mironov E.U., Babich N.G.* Nauchnye issledovaniya v Arktike. T. 3. Distancionnoe zondirovanie morskih l'dov na severnom morskom puti: izuchenie i primenenie. Scientific research in the Arctic. V. 3. Remote sensing of sea ice on the Northern Sea route: study and application. Saint Petersburg: Nauka, 2007: 512 p. [In Russian].

*Kuznecov A.D., Saenko A.G., Serouhova O.S., Simakina T.E.* Algorithm for finding moments of trend change in time series of meteorological quantities. *Vestnik TvGU. Seriya: Prikladnaya matematika*. Herald of Tver State University. Series: Applied mathematics. 2019, 3: 74–89. doi: 10.26456/vtpmk541. [In Russian].

*Lociya Belogo moray.* The lot of the White Sea. Saint Petersburg: The Main Directorate of Navigation and Oceanography of the Ministry of Defense of the Russian Federation, 1995: 335 p. [In Russian].

*Sputnikovye metody opredeleniya harakteristik ledyanogo pokrova morej.* Satellite methods for determining the characteristics of the sea ice cover. Saint Petersburg: AARI, 2011: 240 p. [In Russian].

*Shalina E.V. Johannessen O.M., Bobylev L.P.* Changes in the Arctic ice cover according to satellite passive microwave sensing data from 1978 to 2007. *Sovremennye problemy distancionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa.* Current problems in remote sensing of the Earth from space. 2008, 2 (5): 228–223. [In Russian].

*Shalina E.V.* Reduction of the Arctic ice cover according to satellite passive microwave sensing. *Sovremennye problemy distancionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*. Current problems in remote sensing of the Earth from space. 2013, 10 (1): 328–336. [In Russian].

*Shalina E.V.* Regional peculiarities of changes in the ice situation in the seas of the Russian Arctic and on the route of the Northern Sea Route according to satellite observations. *Sovremennye problemy distancionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*. Current problems in remote sensing of the Earth from space. 2021, 18 (5): 201–213. [In Russian].

*Cavalieri D.J., Parkinson, C.L.* Arctic sea ice variability and trends, 1979–2010. The Cryosphere. 2012, 6: 881–889. doi: 10.5194/tc-6-881-2012.

*Comiso J.C., Parkinson C.L., Gersten R., Stock L.* Accelerated decline in the Arctic sea ice cover. Geophys. Research Letters. 2007, 34: L01703. doi: 10.1029/2007/GL031972.

*Granskog M., Kaartokallio H., Kuosa H., Thomas D.N., Vainiob J.* Sea ice in the Baltic Sea – A review // Estuarine, Coastal and Shelf Science. 2006. V. 70 (1–2). P. 145–160. doi: 10.1016/j.ecss.2006.06.001.

*Heygster G., Wiebe H., Spreen G., Kaleschke L.* AMSR-E geolocation and validation of sea ice concentrations based on 89 GHz data // Journ. Remote Sensing Soc. Japan. 2009. V. 29. № 1. P. 226–235.

*Johannessen O.M., Miles M., Bjorgo E.* The Arctic's shrinking ice // Nature. 1995. V. 376. P. 126–127.

*Kern S., Lavergne T., Notz D., Pedersen L.T., Tonboe R.T., Saldo R., Sørensen A.M.* Satellite passive microwave sea-ice concentration data set intercomparison: closed ice and ship-based observations // The Cryosphere. 2019. V. 13. P. 3261–3307. doi: 10.5194/tc-13-3261-2019.

*Kern S., Lavergne T., Notz D., Pedersen L.T., Tonboe R.* Satellite passive microwave sea-ice concentration data set inter-comparison for Arctic summer conditions // The Cryosphere. 2020. V. 14. P. 2469–2493. doi: 10.5194/tc-14-2469-2020.

*Maslanik J., Stroeve J., Fowler C., Emery W.* Distribution and trends in Arctic sea ice age through spring 2011 // Geophys. Research Letters. 2011. V. 38 (13). L13502. doi: 10.1029/2011GL047735.

*Parkinson C.L., Cavalieri D.J., Gloersen P., Zwally H.J., Comiso J.C.* Arctic sea ice extents, areas, and trends, 1978–1996 // Journ. of Geophys. Research. 1999. V. 104. № C 9. P. 20837–20856.

*Parkinson C.L., Cavalieri D.J.* Arctic sea ice variability and trends, 1979–2006 // Journ. of Geophys. Research. 2008. V. 113. № C7. C07003. doi: 10.1029/2007JC004558.

*Perovich D.K., Richter-Menge J.A.* Loss of Sea Ice in the Arctic // Ann. Rev. of Marine Science. 2009. V. 1. P. 417–441. doi: 10.1146/annurev.marine.010908.163805

*Rodrigues J.* The rapid decline of the sea ice in the Russian Arctic // Cold Region Science and Technology. 2008. V. 54. P. 124–142. doi: 10.1016/j.coldregions.2008.03.008.

*Serreze M.C., Stroeve J.* Arctic sea ice trends, variability and implications for seasonal ice forecasting // Philos. Trans. Royal. Society. 2015. V. A373. 20140159. doi: 10.1098/rsta.2014.0159.

*Spreen G., Kaleschke L., Heygster G.* Sea ice remote sensing using AMSR-E 89 GHz channels // Journ. of Geophys. Research. 2008. V. 113. C02S03. doi: 10.1029/2005JC003384.

*Stroeve J., Notz D.* Changing state of Arctic sea ice across all seasons // Environ. Research Letters. 2018. V. 13. № 10. 103001. doi: 10.1088/1748-9326/aade56.

*Tschudi M.A., Meier W.N., Stewart J.S.* An enhancement to sea ice motion and age products at the National Snow and Ice Data Center (NSIDC) // The Cryosphere. 2020. V. 14. P. 1519–1536. doi: 10.5194/tc-14-1519-2020.

*Wiebe H., Heygster G., Markus T.* Comparison of the ASI ice concentration algorithm with Landsat-7 ETM+ and SAR imagery // IEEE Transactions on Geoscience Remote Sensing. 2009. V. 47. № 9. P. 3008–3015. doi: 10.1109/TGRS.2008.919272.

*Filatov N.N., Pozdnyakov D.V., Johannessen O.M., Pettersson L.H.* White Sea: Its Marine Environment and Ecosystem Dynamics Influenced by Global Change. Chichester, UK: Springer-Praxis, 2005: 463 p. doi: 10.1007/3-540-27695-5.

*Granskog M., Kaartokallio H., Kuosa H., Thomas D.N., Vainiob J.* Sea ice in the Baltic Sea – A review. Estuarine, Coastal and Shelf Science. 2006, 70 (1–2): 145–160. doi: 10.1016/j.ecss.2006.06.001.

*Heygster G., Wiebe H., Spreen G., Kaleschke L.* AMSR-E geolocation and validation of sea ice concentrations based on 89 GHz data. Journ. Remote Sensing Soc. Japan. 2009, 29 (1): 226–235.

*Jouhannssen O.M., Miles M., Bjorgo E.* The Arctic's shrinking ice. Nature. 1995, 376: 126–127.

*Kern S., Lavergne T., Notz D., Pedersen L.T., Tonboe R.T., Saldo R., Sørensen A.M.* Satellite passive microwave sea-ice concentration data set intercomparison: closed ice and ship-based observations // The Cryosphere. 2019, 13: 3261–3307. doi: 10.5194/tc-13-3261-2019.

*Kern S., Lavergne T., Notz D., Pedersen L.T., Tonboe R.* Satellite passive microwave sea-ice concentration data set inter-comparison for Arctic summer conditions. The Cryosphere. 2020, 14: 2469–2493. doi: 10.5194/tc-14-2469-2020.

*Maslanik J., Stroeve J., Fowler C., Emery W.* Distribution and trends in Arctic sea ice age through spring 2011. Geophys. Research Letters. 2011, 38 (13): L13502. doi: 10.1029/2011GL047735.

*Parkinson C.L., Cavalieri D.J., Gloersen P., Zwally H.J., Comiso J.C.* Arctic sea ice extents, areas, and trends, 1978–1996. Journ. of Geophys. Research. 1999, 104 (C9): 20837–20856.

*Parkinson C.L., Cavalieri D.J.* Arctic sea ice variability and trends, 1979–2006. Journ. of Geophys. Research. 2008, 113 (C7): C07003. doi: 10.1029/2007JC004558.

*Perovich D.K., Richter-Menge J.A.* Loss of Sea Ice in the Arctic. Ann. Rev. of Marine Science. 2009, 1: 417–441. doi: 10.1146/annurev.marine.010908.163805.

*Rodrigues J.* The rapid decline of the sea ice in the Russian Arctic. Cold Reg. Science and Technol. 2008, 54: 124–142. doi: 10.1016/j.coldregions.2008.03.008.

*Serreze M.C., Stroeve J.* Arctic sea ice trends, variability and implications for seasonal ice forecasting. Philos. Trans. Royal. Society. 2015, A373: 20140159. doi: 10.1098/rsta.2014.0159.

*Spreen G., Kaleschke L., Heygster G.* Sea ice remote sensing using AMSR-E 89 GHz channels. Journ. of Geophys. Research. 2008, 113: C02S03. doi: 10.1029/2005JC003384.

*Stroeve J., Notz D.* Changing state of Arctic sea ice across all seasons. Environ. Research Letters. 2018, 13 (10): 103001. doi: 10.1088/1748-9326/aade56.

*Tschudi, M.A., Meier W.N., Stewart J.S.* An enhancement to sea ice motion and age products at the National Snow and Ice Data Center (NSIDC). The Cryosphere. 2020: 1519–1536. doi: 10.5194/tc-14-1519-2020.

*Wiebe H., Heygster G., Markus T.* Comparison of the ASI ice concentration algorithm with Landsat-7 ETM+ and SAR imagery. IEEE Transactions on Geoscience Remote Sensing. 2009, 47 (9): 3008–3015. doi: 10.1109/TGRS.2008.919272.

УДК 539.3/5 DOI: 10.31857/S2076673422040154, EDN: MIBXSE

# Двойная периодичность механических свойств тонкого ледяного поля, сформированного в условиях бокового стеснения

**© 2022 г. В.П. Епифанов*, С.А. Лычев**

Институт проблем механики им. А.Ю. Ишлинского Российской академии наук, Москва, Россия
*evp@ipmnet.ru

# Double periodicity of mechanical properties of a thin ice field formed under conditions of lateral constraint

**V.P. Epifanov*, S.A. Lychev**

Ishlinsky Institute for Problems in Mechanics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
*evp@ipmnet.ru

*Received May 19, 2022 / Revised June 21, 2022 / Accepted October 7, 2022*

**Keywords:** ***constrained deformation during freezing, ice, modal analysis, plate, resistance to through penetration, viscoelastic.***

**Summary**

Experimental data and results of theoretical modeling of the bending of a viscoelastic floating ice plate formed under constrained deformation are analyzed. When a thin plate of ice is frozen on the water surface under conditions of constrained deformation, which may be caused, for example, by the rigid walls of the pool, periodic changes in physical properties occur in it, in particular, periodic penetration resistance. Experimental results confirming this fact were obtained during tests of a thin ice cover at the Krylov State Research Center (Saint-Petersburg, Russia). A characteristic feature of the test results is that their spatial distributions can be represented with sufficient accuracy as an overlap of two periodic functions with significantly different periods: long-wave and short-wave components. In this paper, a detailed analysis of experimental data is given, which makes it possible to isolate these components. Furthermore, the theoretical model that explains the physical causes for double periodicity is proposed. The model assumes viscoelastic quasi-static deformation of the ice plate caused by small fluctuations of the water level in the basin and random disturbances of its surface. An analytical solution for the model case of cylindrical bending is derived. The solution is presented in the form of an expansion in terms of eigenfunctions of differential operators generated by the boundary value problem under study. It has been established that when a thin plate of ice freezes under conditions of constrained deformation, there are at least two reasons for the appearance of a periodic structure: a general loss of stability as an elastic structure and a local loss of stability by a viscoelastic-plastic mechanism. The results obtained can be used in the development of the theory of ice compression, in assessing the causes of variation in the local strength of ice fields and the possibility of their artificial destruction.

**Citation:** Epifanov V.P., Lychev S.A. Double periodicity of mechanical properties of a thin ice field formed under conditions of lateral constraint. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2022, 62 (4): 591–606. [In Russian].
doi: 10.31857/S2076673422040154, edn: mibxse

*Поступила 19 мая 2022 г. / После доработки 21 июня 2022 г. / Принята к печати 7 октября 2022 г.*

**Ключевые слова:** ***вязкоупругость, ледяное поле, модальный анализ, сопротивление сквозной пенетрации, стеснённое деформирование при замораживании.***

Обсуждаются двойная периодичность (сжатие в плоскости ледяного поля и реологический характер локализации и накопления изгибных деформаций в нём), методы её экспериментальной идентификации, математическое моделирование и причины появления. Установлены две причины возникновения периодичности: общая потеря устойчивости упругой конструкции и локальная неустойчивость по вязкоупругому механизму. Первая зависит от геометрии пластины в целом и условий её закрепления, вторая – от толщины, усилия обжатия и физико-механических свойств льда.

## Введение

Известно, что строение и эволюция криосферы Земли во многом определяются свойствами льда (Постникова, Рыбак, 2021). Как материал, лёд имеет специфические особенности, которые проявляются, в частности, в сложных реологических соотношениях, определяющих эволюцию его напряжённо-деформированного состояния, и в разнообразии его поликристал-

лических структур, сформированных при различных условиях залегания. Разработка моделей гляциологических процессов предполагает достоверное знание соответствующих характеристик льда в условиях залегания (Bock et al, 2019; Box et al, 2017). Однако из-за многочисленных технических трудностей определить эти характеристики в процессе полевых испытаний сложная, а иногда и невыполнимая задача. Именно поэтому реологические свойства льда часто определяют в лабораторных условиях на образцах, история формирования и пространственные масштабы которых могут сильно отличаться от естественных условий. По этой причине важно выделить наиболее значимые факторы, влияющие на напряженно-деформированное состояние льда в ледяном поле и эволюцию его механических свойств, и учесть их как при теоретическом описании, так и в лабораторном моделировании.

Установлено, что к таким факторам относятся *сжатие в плоскости ледяного поля* и *реологический характер локализации и накопления изгибных деформаций в нём*, возникающие в процессе его формирования в условиях стеснённого деформирования. Эти факторы приводят к развитию в ледяном поле периодически чередующихся областей с изменёнными физико-механическими свойствами (по отношению ко льду, сформированному без стеснения его деформирования). Это подтверждается экспериментальными наблюдениями, в частности, значениями усилий пенетрации, измеряемых с достаточно малым шагом (Епифанов, Сазонов, 2020). Особенность пространственного распределения этих изменений представлена как сумма двух периодических функций. Предмет работы – обсуждение такой двойной периодичности, методов её экспериментальной идентификации, математического моделирования и объяснения причин её появления с позиций механики континуума.

В настоящее время существуют разнообразные аналитические и численные методы исследования напряжённо-деформированного состояния ледяного поля (Staroszczyk, 2019). Однако в большинстве теоретических исследований свойства льда описывают усреднёнными характеристиками в упругой постановке. В частности, в (Box et al, 2017; Fox, Squire, 1994; Meylan, 2021) изгиб рассматривается в упрощённом виде с помощью линейных уравнений технической теории пластин (Тимошенко, Войновский-Кригер, 1966). При этом краевые условия деформирования ледяной пластины выбирают заведомо соответствующими незначительным силам сжатия в срединной плоскости пластины, которые слабо влияют на её изгибные деформации. В большинстве работ пластина считается тонкой и рассматривается как свободно плавающая (Fox, Squire, 1994; Meylan, 2021) или как консольно закреплённая (Staroszczyk, Hedzielski, 2004). Это, с одной стороны, облегчает моделирование изгиба пластины (Тимошенко, Войновский-Кригер, 1966.), а с другой – не позволяет в полной мере учесть совокупность факторов, приводящих к появлению двойной периодичности. В работе предлагается модификация математической модели ледяной пластины, учитывающая усилия обжатия и вязкоупругий механизм накопления изгибных деформаций, которая позволяет объяснить причину появления второго (коротковолнового) периода.

Отмечено, что учёт сжимающих сил в плоскости упругой пластины, проводился для предельных значений напряжений, приводящих или к постановке задачи устойчивости (Вольмир, 1963), или к нелинейной задаче для гибких пластин (Ciarlet, 1988). Условия докритического стеснённого деформирования, особенно при формировании ледяных полей, оставались недостаточно исследованными. Поскольку стеснённое деформирование льда проявляется всякий раз при замораживании воды не только между берегами рек, но также между берегом и дрейфующим льдом или между неподвижными льдами, теоретическое исследование этого феномена и воспроизведение его в лабораторных условиях имеет широкий круг приложений. Экспериментальное исследование феномена двойной периодичности выполнено в Крыловском государственном научном центре (Санкт-Петербург, Россия). С помощью метода пенетрации получен массив экспериментальных данных, первоначальная обработка которых подтвердила периодичность прочностных свойств ледяного поля и позволила оценить пространственные периоды (1 и 5 м) в различных поперечных сечениях ледяного поля (Епифанов, Сазонов, 2020).

В предыдущих исследованиях для теоретического описания периодичности применялась аппроксимация экспериментальных данных с помощью упругих мод-колебаний жёстко закреплённой прямоугольной пластины в предположении, что неоднородность, возникающая в ней, подобна распределению напряжений в пластине, потерявшей устойчивость плоской формы по упругой схеме. Этот подход достаточно хорошо воспроизводит период 5 м, которому соответствует фундаментальная мода упругой системы. Волновая составляющая длиной 1 м формально может быть представлена некоторой высокочастотной модой. При этом, однако, возникал вопрос: по какой причине в потерявшей устойчивость плоской форме пластины существенным образом проявляется коротковолновая мода с периодом 1 м? Анализ ледяной пластины как упругой системы не позволяет ответить на этот вопрос. Кроме того, экспериментально установлено, что вклад периодичности в распределение свойства сопротивляемости многократно увеличивается со временем. Этот экспериментальный факт свидетельствует о протекании релаксационных процессов, которые не могут быть учтены в упругой модели.

Необходим новый подход, учитывающий, что вторичное состояние достигается из-за реологических эффектов по прошествии некоторого времени и зависит только от локальных свойств ледяного поля (от физико-механических свойств и толщины, а не от условий закрепления всей пластины в целом). В рамках работы предлагается учесть эти экспериментальные факты за счёт моделирования ледяного поля как вязкоупругой пластины и применять известный теоретический факт о развитии во времени вторичного периодического напряжённо-деформированного состояния, связанного с неупругим характером деформирования ледяной пластины (Stig-Göran Sjölind. 1985; Епифанов, Сазонов, 2020). Этот подход представляется весьма продуктивным для преодоления указанных здесь трудностей. При этом сохраняется ограничение по величине действующих сил. Силы сжатия в пластине считаются докритическими. Соответственно, влияние нелинейных эффектов на форму изгиба окажется заведомо малым и слабо влияющим на результат.

## Экспериментальные результаты

***Представление экспериментальных данных кусочно-постоянными функциями.*** Детали технической реализации измерений изложены в (Епифанов, Сазонов, 2020). Краткое изложение для одного сечения дано в (Епифанов, Лычёв, 2022). Далее приведены данные измерений силы пенетрации в четырёх поперечных сечениях ледяного поля. Ледяная пластина имеет размер 80 × 10 м$^2$. Координаты точек измерения, значения усилий пенетрации и продольная координата $x$ сечений, в которых выполнялись измерения приведены на рис. 1. На рисунке экспериментальные значения силы пенетрации $F_n^m$ и поперечные координаты мест измерения пенетрации $p_n^m$ указаны точками. По значениям измерений $F_n^m$ и координатам $p_n^m$, $m = 1, \ldots s$, соответствующим сечению $n$ и номеру точки $m$ ($s$ – общее число точек измерения) задаются кусочно-постоянные функции

$$f_n(x) = \begin{cases} F_n^1, & 0 \le x < \left(p_n^1 + p_n^2\right)/2 \\ F_n^2, & \left(p_n^1 + p_n^2\right)/2 \le x < \left(p_n^2 + p_n^3\right)/2 \\ \cdots & \\ F_n^s, & \left(p_n^{s-1} + p_n^s\right)/2 \le x \le L \end{cases},$$

которые определяют интерполяцию экспериментальных данных нулевого порядка между точками измерения и экстраполируют крайние значения до границ бассейна. Графики этих функций также приведены на рис. 1.

***Основные периоды и их пространственные изменения.*** В предшествующих работах (Епифанов, Сазонов, 2020; Epifanov, Sazonov, 2021) экспериментальные данные аппроксимировались тригонометрическими функциями и с их помощью оценивались коротковолновые (1 м) и длинноволновые (5 м) периоды. Несмотря на простоту, такой подход содержал существенный недостаток: тригонометрические функции, периоды которых определялись из условия наилучшего совпадения с экспериментальными данными, в общем случае не образовывали ортогональную систему, и из-за взаимного влияния выбор аппроксимирующих функций был не единственным. Это приводило к потере объективности представления данных. В работе применяется иной подход. Для выделения двух пространственных периодов из кусочно-посто-

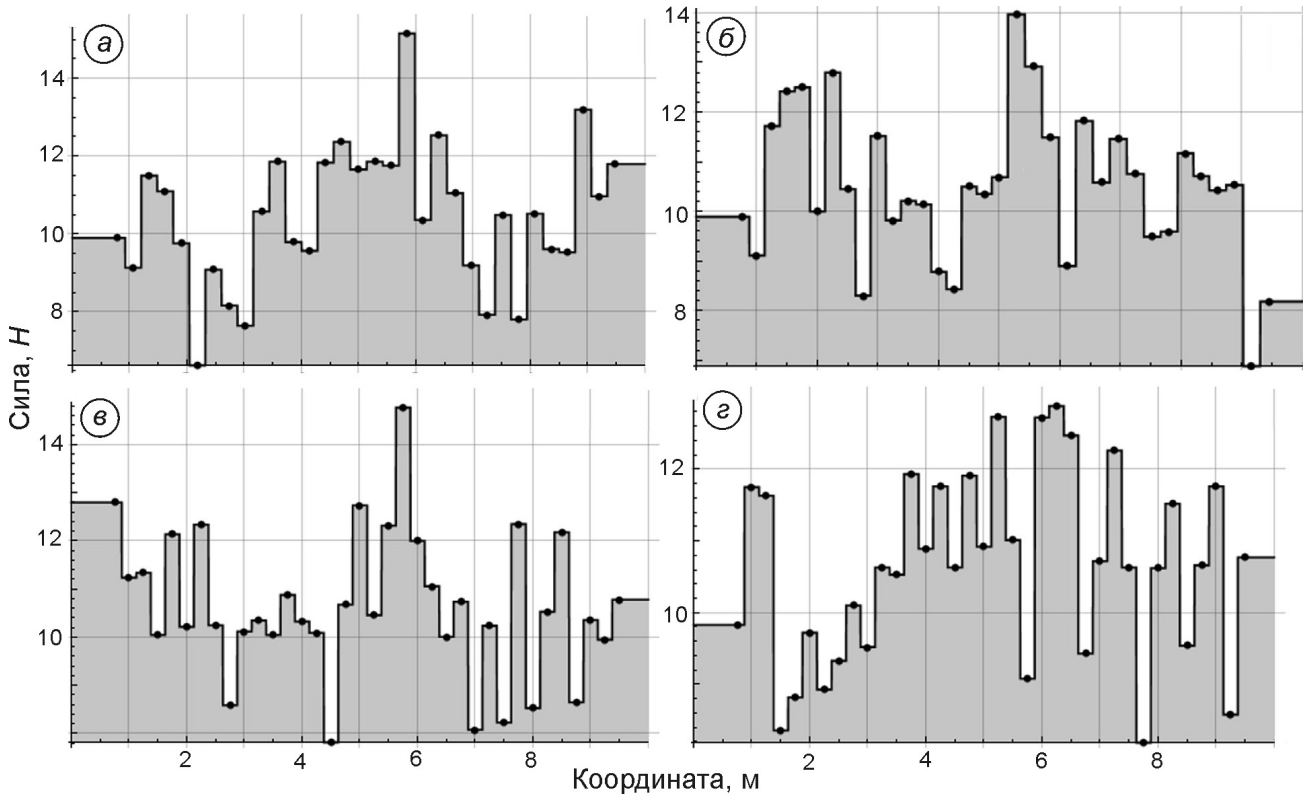



**Рис. 1.** Экспериментально определённые силы пенетрации в продольных сечениях ледяного поля:
*а* – 55 м; *б* – 56 м; *в* – 57 м; *г* – 58 м; точками указаны места в поперечном профиле бассейна и значения измерений
**Fig. 1.** Experimentally determined penetration forces in the longitudinal sections of the ice field:
*а* – 55 m; *б* – 56 m; *в* – 57 m; *г* – 58 m; points indicating the location in the transverse profile and measurement values

янных представлений экспериментальных данных применялась ортонормированная система функций ($\varphi^0_n$, $\varphi^1_n$, $\varphi^2_n$). Первая из них – постоянная, а две другие – квазипериодические, периоды которых непрерывно изменяются в заданном диапазоне. Таким образом, аппроксимация экспериментальных данным может быть записана в виде

$$\tilde{f}_n(x) = A^0_n\varphi^0_n(x) + A^1_n\varphi^1_n(x) + A^2_n\varphi^2_n(x).$$

Свойство ортогональности позволяет независимо выделить длинно- и коротковолновую составляющие, хотя для его обеспечения приходится отказаться от строгой периодичности и заменить её квазисвойством. Однако, как видно из приведённых далее конкретных вычислений, отклонение от строгой периодичности оказывается небольшим и не вносит какого-либо значимого вклада в анализ. Не погружаясь в технические детали, отметим, что ортонормированность понимается в смысле следующего скалярного произведения:

$$\left\langle \varphi^i_n, \varphi^j_n \right\rangle = \delta_{ij}, \quad \langle u, v \rangle := \int_0^L u(x)v(x)dx. \qquad (1)$$

В качестве $\varphi^k_n$ применялись функции, получаемые в результате процесса ортогонализации Грама-Шмидта системы неортогональных функций:

$$\psi^0_n = 1,\ \psi^1_n = \sin(\Omega_n x + \epsilon_n),$$
$$\psi^1_n = \sin(\omega_n x + \varepsilon_n),\ \omega_n > \Omega_n. \qquad (2)$$

Первая функция характеризует постоянную составляющую экспериментальных данных, вторая – длинноволновую составляющую, третья – коротковолновую. Процедура ортогонализации даёт следующий результат:

$$\varphi^0_n = \frac{1}{\sqrt{L}}, \quad \varphi^1_n = \frac{\beta_n + \sin\left(\Omega_n x + \epsilon_n\right)}{\sqrt{\nu_n}},$$

$$\varphi^2_n = \frac{\delta_n + \sigma_n \sin\left(\Omega_n x + \epsilon_n\right) + \sin\left(\Omega_n x + \varepsilon_n\right)}{\sqrt{\zeta_n}}. \qquad (3)$$

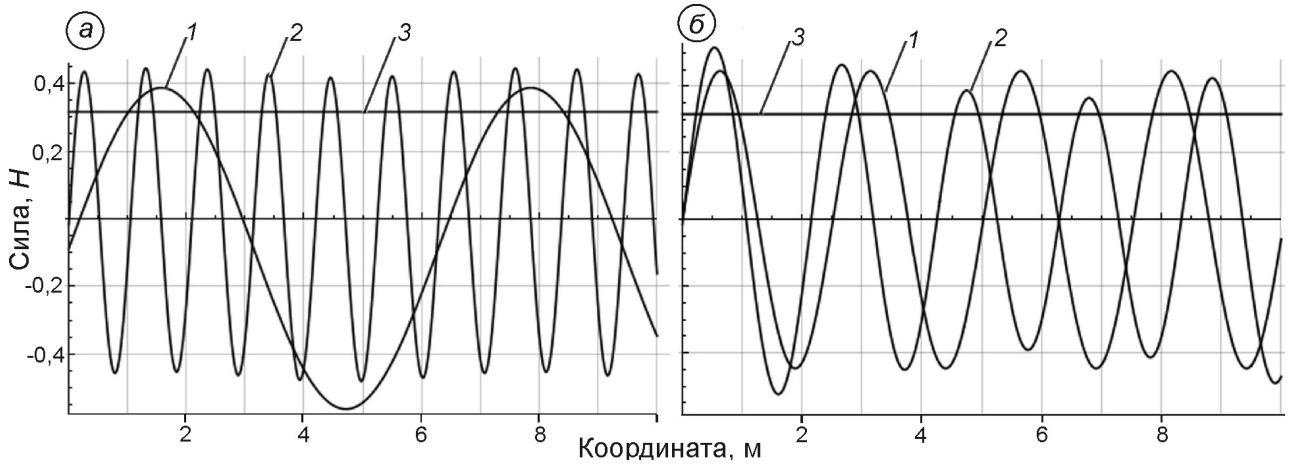



**Рис. 2.** Аппроксимирующие функции при различных значениях параметров:
$\Omega = 1$, $\omega = 6$, $\epsilon = \varepsilon = 0$ (*а*); $\Omega = 2{,}5$, $\omega = 3$, $\epsilon = \varepsilon = 0$ (*б*); линия: *1* – длинноволновая; *2* – коротковолновая; *3* – константа

**Fig. 2.** Approximating functions for different values of the parameters:
$\Omega = 1$, $\omega = 6$, $\epsilon = \varepsilon = 0$ (*а*); $\Omega = 2.5$, $\omega = 3$, $\epsilon = \varepsilon = 0$ (*б*); line: *1* – long-wave; *2* – shortwave; *3* – constant

Здесь $\beta_n$, $\delta_n$, $\sigma_n$, $\nu_n$, $\zeta_n$ – числовые параметры, определяемые по произвольно принимаемым значениям для волновых $\Omega_n$, $\omega_n$ и фазовых $\epsilon_n$, $\varepsilon_n$ характеристик по следующим формулам:

$$\beta_n = \frac{\cos\left(\Omega_n L + \epsilon_n\right) - \cos\epsilon_n}{L\Omega_n}, \quad \delta_n = \sigma_n\beta_n + \xi_n,$$

$$\sigma_n = \frac{\xi_n\beta_n L - \mu_n}{\nu_n}, \; \xi_n = \frac{\cos\left(\omega_n L + \varepsilon_n\right) - \cos\varepsilon_n}{L\omega_n},$$

$$\nu_n = \frac{1}{2\Omega_n^2}\left(L^2\Omega_n^2 - 2 - \cos\left(2\epsilon_n\right) + 2\cos\left(L\Omega_n\right) - \right.$$

$$\left. -\cos\left(2\epsilon_n + 2L\Omega_n\right) - \cos\left(2\epsilon_n + L\Omega_n\right)\left(L\Omega_n\sin\left(L\Omega_n\right) - 2\right)\right),$$

$$\mu_n = \frac{\sin\left(\epsilon_n - \varepsilon_n\right) - \sin\left(\epsilon_n - \varepsilon_n - L\left(\omega_n - \Omega_n\right)\right)}{2\left(\omega_n - \Omega_n\right)} +$$

$$+ \frac{\sin\left(\epsilon_n + \varepsilon_n\right) - \sin\left(\epsilon_n + \varepsilon_n + L\left(\omega_n + \Omega_n\right)\right)}{2\left(\omega_n + \Omega_n\right)},$$

$$\zeta_n = \sigma_n^2\left(\frac{2L\Omega_n + \sin\left(2\epsilon_n\right) - \sin\left(2\epsilon_n + 2L\Omega_n\right)}{4\Omega_n} - 2\nu_n - L\beta_n^2\right) +$$

$$+ \frac{2L\omega_n + \sin\left(2\varepsilon_n\right) - \sin\left(2\varepsilon_n + 2L\omega_n\right)}{4\omega_n} - L\xi_n^2.$$

Отметим, что система функций (3), будучи ортонормированной, сохранила качественные свойства системы (2): первая функция представляет собой постоянную составляющую, вторая – длинноволновую, третья – коротковолновую. Кроме того, при достаточном различии волновых параметров $\Omega_n$ и $\omega_n$ эти функции близки к периодическим. Нарушение периодичности, вызванное процедурой ортогонализации, существенно меньше погрешностей, вносимых разбросом исходных данных. На рис. 2 приведены аппроксимирующие функции с существенно различными значениями волновых параметров (*а*) и для сравнения – с близкими (*б*).

Из рис. 2 следует, что дальнейшее применение полученных аппроксимирующих функций (4) ограничено существенно различными значениями волновых параметров, что не противоречит их априорной оценке в 1 и 5 м. Определение параметров $\Omega_n$, $\omega_n$, $\epsilon_n$, $\varepsilon_n$ для каждого сечения $n$ осуществлялось из условия минимума невязки

$$\|f_n - \tilde{f}_n\| \to \min \qquad (4)$$

$$(\Omega_n, \omega_n, \epsilon_n, \varepsilon_n) \in (0,3) \times (3,10) \times (0,2\pi) \times (0,2\pi).$$

Здесь норма $\|.\|$ определяется скалярным произведением (1), а коэффициенты $A_n^0$, ..., $A_n^2$ вычисляются как проекции на элементы ортонормированной системы:

$$A_n^i = \langle f_n, \varphi_n^i \rangle, \; i = 0,1,2. \qquad (5)$$

Выбор волнового диапазона и его разбиение на длинноволновую (0–3) м$^{-1}$ и коротковолновую (3–10) м$^{-1}$ продиктованы предварительной эмпирической оценкой экспериментальных данных. С помощью явных выражений для функций $\varphi_n^i$ (3) интегралы (5) могут быть вычислены по элементарным формулам:

**Волновые и фазовые параметры функций для сечений *а–г***

| $n$ | $x$, м | $A_n^0$, Н | $A_n^1$, Н | $A_n^2$, Н | $\Omega_n$, 1/м | $\omega_n$, 1/м | $\epsilon_n$ | $\varepsilon_n$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *а* | 55 | 33,1 | −3,16 | −1,45 | 1,18 | 6,06 | 4,97 | 1,72 |
| *б* | 56 | 32,74 | −2,15 | −1,26 | 1,25 | 7,71 | 2,85 | 6,28 |
| *в* | 57 | 34,11 | 2,45 | −1,37 | 1,25 | 7,01 | 0,85 | 1,71 |
| *г* | 58 | 33,48 | 1,85 | −1,47 | 0,77 | 7,20 | 3,54 | 3,21 |

$$A_n^0 = \frac{1}{\sqrt{L}}\left\{F_n^1\frac{p_n^1+p_n^2}{2}+F_n^s\left(L-\frac{p_n^{s-1}+p_n^s}{2}\right)+\right.$$
$$\left.+\sum_{m=2}^{s-1}F_n^m\frac{p_n^{m+1}-p_n^{m-1}}{2}\right\},$$

$$A_n^1 = \frac{1}{\sqrt{\nu_n}}\{F_n^s\left(\beta_n L-\frac{\cos\left(\epsilon_n+L\Omega_n\right)}{\Omega_n}\right)+F_n^1\frac{\cos\epsilon_n}{\Omega_n}+$$
$$+\sum_{m=1}^{s-1}\left(F_n^m-F_n^{m+1}\right)\left[\beta_n\frac{p_n^m+p_n^{m+1}}{2}-\frac{1}{\Omega_n}\cos\left(\Omega_n\frac{p_n^m+p_n^{m+1}}{2}+\epsilon_n\right)\right]\},$$

$$A_n^2 = \frac{1}{\sqrt{\zeta_n}}\{F_n^s\left(\delta_n L-\frac{\sigma_n\cos\left(\epsilon_n+L\Omega_n\right)}{\Omega_n}-\frac{\cos\left(\varepsilon_n+L\omega_n\right)}{\omega_n}\right)+$$
$$+F_n^1\left(\frac{\cos\epsilon_n}{\Omega_n}+\frac{\cos\varepsilon_n}{\omega_n}\right)+\sum_{m=1}^{s-1}\left(F_n^m-F_n^{m+1}\right)\left[\beta_n\frac{p_n^m+p_n^{m+1}}{2}-\right.$$
$$\left.-\frac{1}{\Omega_n}\cos\left(\Omega_n\frac{p_n^m+p_n^{m+1}}{2}+\epsilon_n\right)-\frac{1}{\omega_n}\cos\left(\omega_n\frac{p_n^m+p_n^{m+1}}{2}+\varepsilon_n\right)\right]\}.$$

Приведённые вычисления показывают, что норма невязки (4) выражается через элементарные функции, экспериментально найденные значения $F_n^i$, $p_n^i$, $i = 1, 2, ..., s$, а также волновые и фазовые параметры $\Omega_n$, $\omega_n$, $\epsilon_n$, $\varepsilon_n$. Вместе с тем зависимость от последних оказывается существенно нелинейной. Это делает неэффективными алгоритмы прямого поиска минимума, а определение волновых и фазовых параметров, минимизирующих невязку, осуществлялось методом Монте-Карло с равномерным распределением пробных значений в области поиска. Для каждого сечения проводилось $10^6$ вычислений. Результаты вычислений представлены в таблице и на рис. 3. На рис. 3 для различных сечений заливкой показано отличие кусочно-постоянных функций, представляющих собой интерполяцию экспериментальных данных, от аппроксимирующей комбинаций, а также отдельно даны все три слагаемых этой комбинации. *Результаты убедительно иллюстрируют наличие двух пространственных периодов*. Малый разброс волновых параметров $\omega_n$ и соответствующих коэффициентов $A_n^2$ коротковолновых составляющих характеризует коротковолновую компоненту как *феномен, связанный с локальными свойствами ледовой пластины*. Значительно больший разброс параметров длинноволновой компоненты также имеет ясную *физическую интерпретацию, связанную с потерей устойчивости (либо квазиколебаниями) всей ледовой пластины в целом*. Действительно, длинноволновая компонента определяется фундаментальной формой, сечения которой для различных продольных координат различаются, так как различны условия на границе контакта льда со стенкой бассейна.

***Сравнение рассчитанных итоговых значений волновых параметров с их эмпирическими аппроксимациями.*** Рассчитанное среднее значение итоговой величины длинноволнового параметра $\Omega_n = 1{,}11\pm0{,}17$, м$^{-1}$ близко к ранее полученной априорной оценке – 1, м$^{-1}$. Этот факт согласуется с представлениями об его упругом характере. Соответствующее среднее значение этого периода в изгибной форме вязко-упругой пластины равно $\lambda_n = 0{,}9$ м при разбросе 15%. Сравнение рассчитанного итогового значения волнового параметра и соответствующего ему значения периода 0,9 м с ранее полученной априорной оценкой 1 м позволяет утверждать, что новый способ обработки экспериментальных результатов позволяет придать им более строгое описание, но не указывает на ошибочность ранее использованного априорного подхода. Другой результат анализа экспериментальных данных – среднее значение итоговой величины коротковолнового параметра $\Omega_n = 7{,}0\pm0{,}5$ м$^{-1}$. Ему соответствует пространственный период $\lambda_n = 0{,}14$ м при разбросе ±7%. Отмечено, что эта величина почти на порядок (в 6,4 раза) меньше, чем период упругой моды.

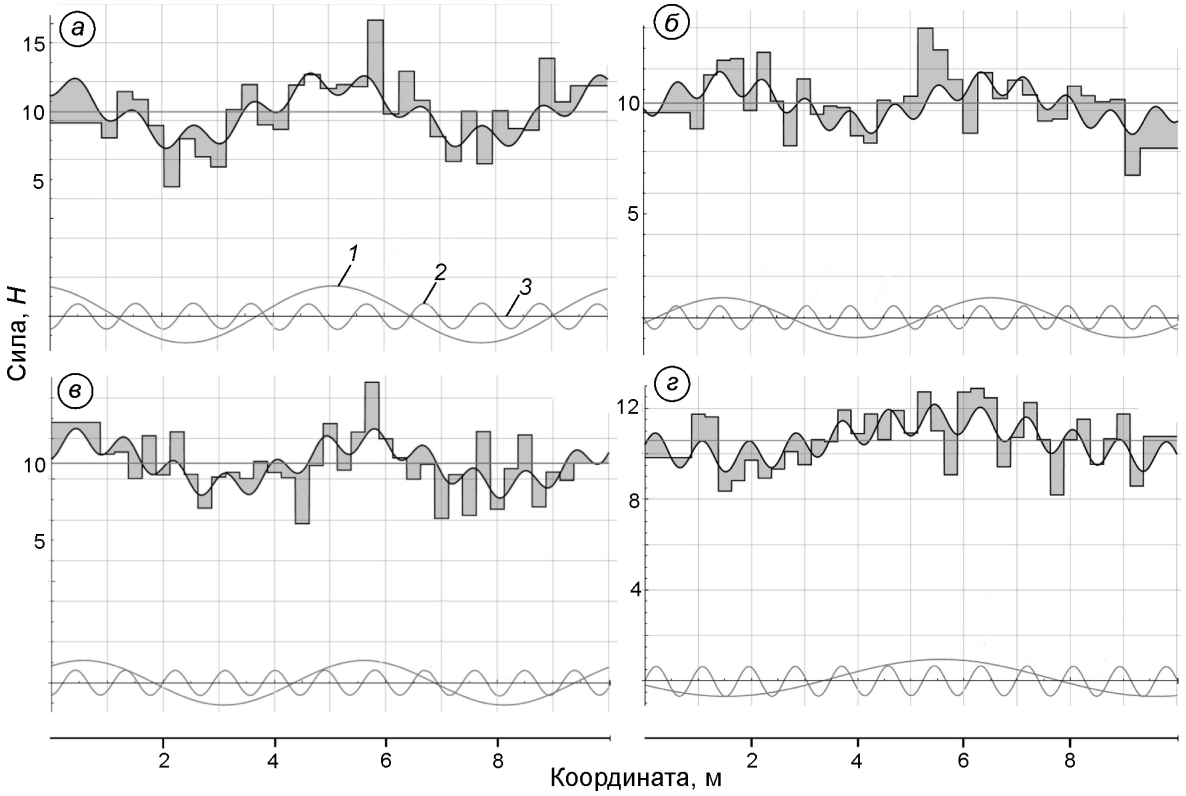



**Рис. 3.** Аппроксимации экспериментальных данных в различных сечениях:
*а* – 55 м; *б* – 56 м; *в* – 57 м; *г* – 58 м; *1* – длинноволновые; *2* – коротковолновые; *3* – постоянные составляющие
**Fig. 3.** Approximations of experimental data in various sections:
*а* – 55 m; *б* – 56 m; *в* – 57 m; *г* – 58 m; *1* – long-wave; *2* – shortwave; *3* – constant components

Анализ полученных результатов позволяет утверждать присутствие двойной периодичности (1 и 0,14 м) в сериях экспериментальных данных (см. рис. 3). Вторая периодичность проявляется через некоторое время после замораживания. Об этом свидетельствуют данные, приведённые в работе (Епифанов, Сазонов, 2020) для одного и того же сечения, но в различные моменты времени – сразу после засева водной поверхности ледяными частицами и по прошествии 20 часов. Из анализа этих экспериментальных данных следует, что эволюция второй периодичности имеет явные релаксационные свойства, в силу которых её влияние значительно усиливается во времени. Замечено, что коротковолновая периодичность появляется не только в описанном выше эксперименте, но и в других, методика проведения которых существенно различается (изгиб ледяных клавиш, прорезание ледяного поля, акустическая эмиссия). В одних экспериментах эта периодичность выражена в виде результата условий формирования ледяного поля (пенетрация, изгиб), в других – результатом процесса разрушения (прорезание).

На рис. 4 показан канал, прорезаемый в моделированном льде вертикальным цилиндрическим индентором, движущимся вдоль ледового бассейна с постоянной скоростью 1 мм/с. Диаметр индентора 30 мм, температура воздуха −5 °C; на инденторе жёстко закреплён пьезоэлектрический датчик. Схема измерительной линии дана в работе (Епифанов, Глазовский, 2010). Ось индентора ориентирована вертикально, и прорезание льда происходит боковой поверхностью индентора. Зависимость силы прорезания от смещения представляется обычно периодической (пилообразной) кривой. По числу максимумов ($n = 23$) на мерной базе $L = 4{,}3$ м определён период $\Lambda = L/n = (4{,}3\text{ м}/23) = 0{,}19$ м. Полученное значение оказывается одного порядка со средним значением периода $\lambda = 0{,}14$ м, измеренным методом пенетрации. Механизм этой периодичности в англоязычной литературе обозначается как stick-slip.

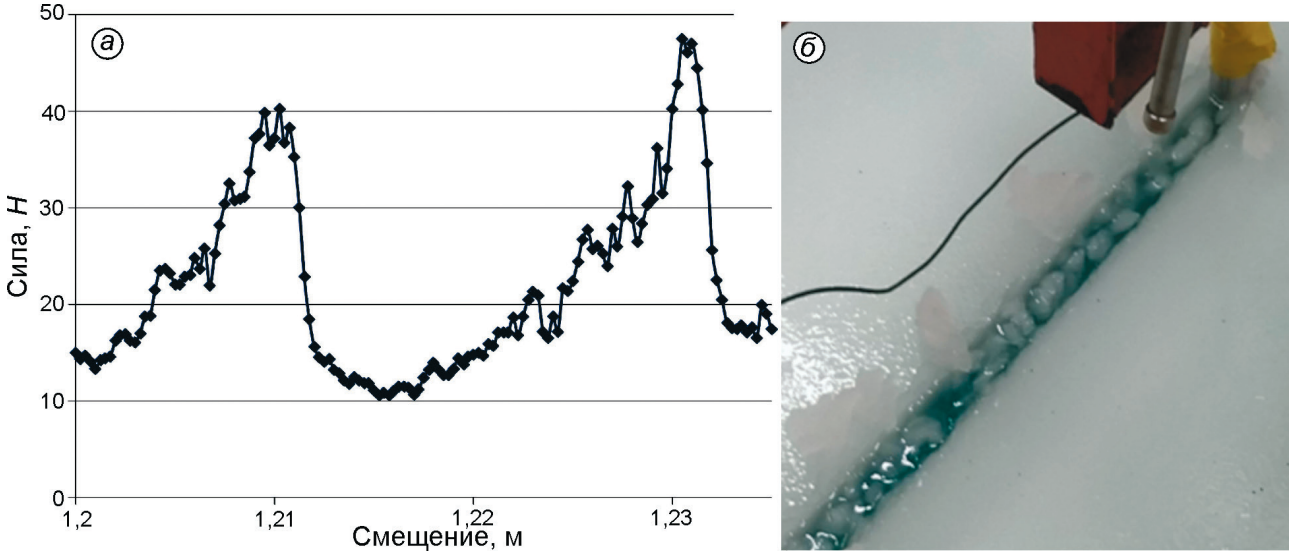



**Рис. 4.** Прорезание ледяного поля вертикальным индентором:
*а* – зависимость силы сопротивления от смещения на мерной базе 0,03 м со скоростью 1 мм/с; *б* – рабочий момент процесса
**Fig. 4.** Cutting through the ice field with a vertical indenter:
*а* – dependence of the resistance force on the displacement on a measured base of 0,03 m at a speed of 1 mm/s; *б* – the working moment of the process

На экспериментальной кривой выбран произвольный участок с двумя максимумами (см. рис. 4, *а*). При таком разрешении по смещению проявляются особенности механического поведения льда. Отмечено, что при прорезании лёд не только пластически деформируется, но и хрупко разрушается. Пластичность подтверждается выдавливанием льда из контактной зоны (см. рис. 4, *б*), а упругость – присутствием экстремумов на восходящем участке экспериментальной кривой (см. рис. 4, *а*). Это не противоречит предположению, что наблюдаемая периодичность механических свойств льда обусловлена упругопластическими процессами.

Для независимого подтверждения достоверности протекания пластических процессов исследована структура льда в ледяной пластине, полученной замораживанием воды в ванне прямоугольного сечения 50 × 25 см$^2$ с жёсткими бортами. На рис. 5 показаны шлифы льда в поляризованном свете. При сравнении шлифов льда, полученных замораживанием воды в ванне с жёсткими стенками и в бассейне Крыловского государственного научного центра, обнаружены общие характерные признаки: округлая форма ледяных кристаллитов (и их малый размер). Именно округлая форма кристаллитов – доказательство пластических процессов при сжатии в плоскости ледяной пластины и её изгибе. Из этого следует, что двойная периодичность механических свойств льда в обоих случаях получена в условиях докритического стеснённого деформирования. Это позволяет применять полученные результаты к широкому кругу реальных ситуаций, включая ледяные поля.

## Теоретическая модель

Идея, которую предлагается положить в основу теоретической интерпретации двойной периодичности, состоит в разделении изгиба на две составляющие. Первая соответствует изгибу на фундаментальной моде всей пластины в целом, а вторая характеризуется накоплением возмущений с пространственной периодичностью, отвечающей её вязкоупругим свойствам. Для верификации этой идеи требуется выполнить математическое моделирование напряжённого состояния пластины льда с учётом указанных выше особенностей её вязкоупругого деформирования и сопоставить результаты с экспериментальными данными. В исходных данных (Епифанов, Сазонов, 2020) сила обжатия ледяной пластины непосредственно не приводится. Косвенная оценка этого параметра, ко-

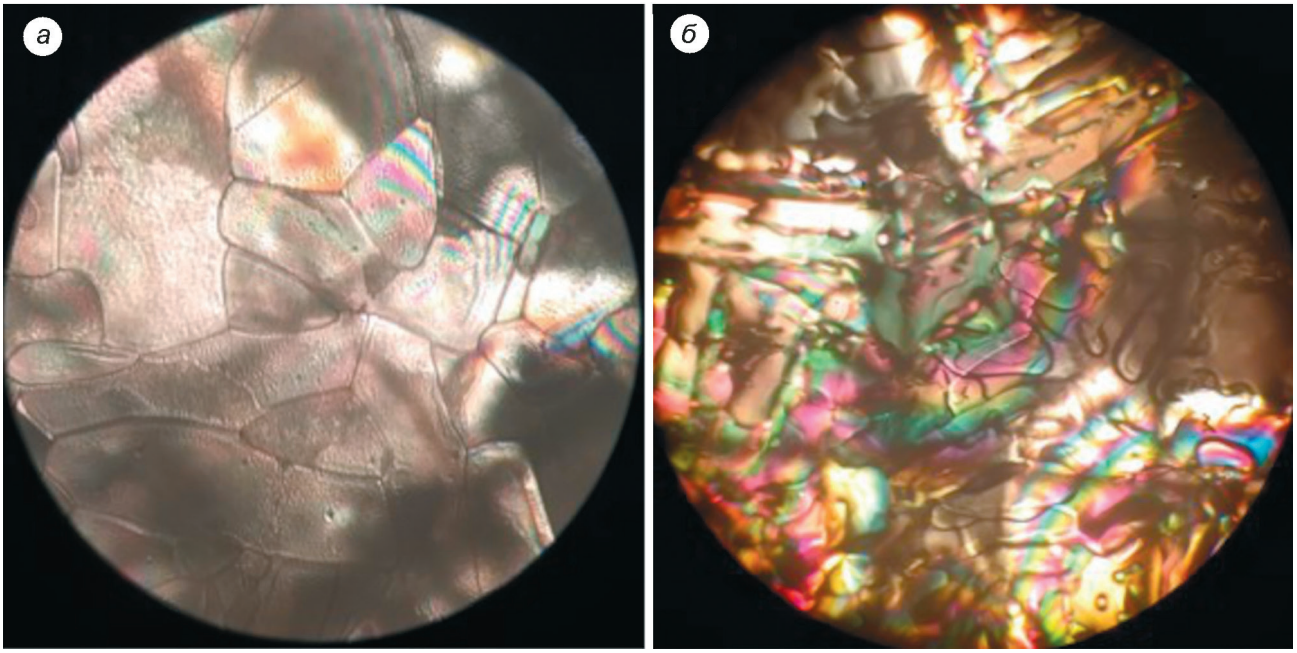



**Рис. 5.** Структура шлифов льда, полученного замораживанием воды в ванне (*а*) и в ледяном поле (*б*). Размер координатной сетки 2 × 2 мм$^2$

**Fig. 5.** The structure of the ice section, obtained by freezing water in the bath (*a*) and in the pool (*б*). The size of the coordinate grid is 2 × 2 mm$^2$

торую можно получить из условия жёсткости контура бассейна и объёмного расширения льда при замораживании, оказывается чрезвычайно грубой в виду присутствия в толще льда пор и включений. В связи с этим усилие обжатия будет определяться в ходе математического моделирования из условия наилучшего согласования с экспериментальными данными.

Учитывая, что в рассматриваемом эксперименте (Епифанов, Сазонов, 2020) ледяная пластина имеет длину в 10 раз превышающую ширину, а вдоль длинных сторон пластина приморожена к жёстким бортам, её деформацию можно определить в рамках модели цилиндрического изгиба. Поддерживающее действие воды под пластиной представлено моделью винклеровского основания, жёсткость которого определяется архимедовой силой, приложенной к погружённой части. Предполагается, что пластина однородна и при отсутствии изгиба самоуравновешена. Изгиб может быть вызван некоторой поперечной нагрузкой на пластину, а также изменением уровня воды в бассейне, которое из-за того, что пластина приморожена к бортам, эквивалентно приложению равномерно распределённой поперечной нагрузки. Далее этот вид нагружения считается основным. Материал пластины предполагается однородным, изотропным, отклик которого определяется вязкоупругим законом Фойгта. При всех этих предположениях начально-краевая задача в квазистатическом приближении может быть сформулирована следующим образом:

$$\left(\tilde{E}+\tilde{R}\frac{\partial}{\partial t}\right)\frac{\partial^4 \mathrm{w}}{\partial y^4}+P\frac{\partial^2 \mathrm{w}}{\partial y^2}+\rho g \mathrm{w}=q,$$

$$w\big|_{y=0}=w\big|_{y=L}=\frac{\partial w}{\partial y}\Big|_{y=0}=\frac{\partial \mathrm{w}}{\partial y}\Big|_{y=L}=0,\quad \mathrm{w}\big|_{t=0}=\mathrm{w}_0.$$

Здесь $w$ – прогиб пластины; $\tilde{E}$ – цилиндрическая жёсткость; $\tilde{R}$ – аналогичная характеристика, определяемая вязкой составляющей отклика, т.е.:

$$\tilde{E}=\frac{Eh^3}{12\left(1-\nu^2\right)},\quad \tilde{R}=\frac{Rh^3}{12\left(1-\nu^2\right)},$$

где $E$ – модуль Юнга льда; $R$ – модуль, характеризующий вязкое деформирование льда (модуль вязкости); $h$ – толщина пластины; $\nu$ – коэффициент Пуассона льда; $P$ – погонная сила сжатия, приложенная к длинным сторонам пластины; $\rho$ – плотность воды; $g$ – ускорение свободного

падения; $q$ – поперечная нагрузка; $w_0$ – начальные отклонения от равновесного состояния.

Решение начально-краевой задачи предлагается отыскивать в виде суммы двух функций: $w(y,t) = w_e(y) + w_v(y,t)$. Первая функция $w_e(y)$ зависит только от пространственной переменной и представляет собой постоянную во времени (или изменяемую по тому же закону, что и закон изменения поперечной нагрузки $q$) составляющую изгиба. Вторая $w_v(y,t)$ определяет эволюцию изгиба, обусловленную вязкими свойствами льда. Такое представление решения позволяет сформулировать две независимые краевые задачи относительно этих функций. Подобная декомпозиция даёт возможность выделить часть решения, которая соответствует длинноволновой составляющей прогибов, и часть, отвечающую коротковолновой составляющей.

Краевая задача относительно $w_e$ имеет следующий вид:

$$\tilde{E}\frac{d^4 w_e}{dy^4} + P\frac{d^2 w_e}{dy^2} + \rho g w_e = q,$$

$$w_e\big|_{y=0} = w_e\big|_{y=L} = \frac{dw_e}{dy}\Big|_{y=0} = \frac{dw_e}{dy}\Big|_{y=L} = 0.$$

Начально-краевая задача относительно $w_v$ записывается так:

$$\tilde{R}\frac{\partial^5 w_v}{\partial y^4 \partial t} + \tilde{E}\frac{\partial^4 w_v}{\partial y^4} + P\frac{\partial^2 w_v}{\partial y^2} + \rho g w_v = 0,$$

$$w_e\big|_{y=0} = w_e\big|_{y=L} = \frac{\partial w_e}{\partial y}\Big|_{y=0} = \frac{\partial w_e}{\partial y}\Big|_{y=L} = 0, \quad w_v\big|_{t=0} = w_0.$$

Решения обеих задач представим в форме разложений по собственным функциям дифференциальных операторов, порождаемых каждой из них. При этом решение первой задачи будет таким:

$$w_e = \sum_{n=1}^{\infty} W_n \frac{\alpha_n}{\lambda_n}, \quad \alpha_n = \int_0^L q\mathrm{W}_n\, dy, \tag{6}$$

где $W_n$ определяются из решений классической задачи Штурма–Лиувилля

$$\tilde{E}\frac{d^4}{dy^4}W_n + PW_n'' + \rho g W_n = \lambda_n W_n, \quad \|W_n\| = 1,$$

$$W_n\big|_{y=0} = W_n\big|_{y=L} = W_n'\big|_{y=0} = W_n'\big|_{y=L} = 0.$$

Решение второй задачи может быть представлено в аналогичной форме:

$$w_v = \sum_{n=1}^{\infty} V_n \beta_n e^{\xi_n t}, \quad \beta_n = \int_0^L w_0 \frac{d^4 V_n}{dy^4} dy. \tag{7}$$

Здесь $V_n$ определяются из решений обобщенной задачи Штурма–Лиувилля

$$\left(\tilde{E} + \xi_n \tilde{R}\right)\frac{d^4}{dy^4}V_n + PV_n'' + \rho g V_n = 0, \quad \|V_n\| = 1,$$

$$V_n\big|_{y=0} = V_n\big|_{y=L} = V_n'\big|_{y=0} = V_n'\big|_{y=L} = 0. \tag{8}$$

В обеих постановках задачи Штурма–Лиувилля допускают решения в элементарных функциях. Опуская очевидные детали их построения, приведём окончательный результат.

$$W_n = \frac{A}{\sqrt{N}}\left(\mu_1 \sin\left(\mu_2 y\right) - \mu_2 \sin\left(\mu_1 y\right)\right) +$$

$$+ \frac{B}{\sqrt{N}}\left(\cos\left(\mu_2 y\right) - \cos\left(\mu_1 y\right)\right), \tag{9}$$

$$\mu_1 = \sqrt{\mathcal{P} + \sqrt{\lambda_n / \tilde{E} + \mathcal{P}^2 - r}},$$

$$\mu_2 = \sqrt{\mathcal{P} - \sqrt{\lambda_n / \tilde{E} + \mathcal{P}^2 - r}}$$

$$\mathcal{P} = P/\left(2\tilde{E}\right), \; r = \rho g / \tilde{E}, \; A = c_1 - c_2, \; B = \mu_1 s_2 - \mu_2 s_1,$$

$$c_1 = \cos\left(L\mu_1\right), \; c_2 = \cos\left(L\mu_2\right), \; s_1 = \sin\left(L\mu_1\right), \; s_2 = \sin\left(L\mu_2\right),$$

$$N = \frac{1}{2\mu_1\mu_2\left(\mu_1^2 - \mu_2^2\right)}\{A^2[\mu_2^5\left(c_1 s_1 - \mu_1 L\right) - c_2\mu_1^5 s_2 +$$

$$+\left(4c_1 + c_2\right)\mu_2^2\mu_1^3 s_2 - \left(c_1 + 4c_2\right)\mu_2^3\mu_1^2 s_1 +$$

$$+\mu_2\mu_1^5 L] + 2AB\left(\mu_1^2 - \mu_2^2\right)\left(\mu_1 s_2 - \mu_2 s_1\right)^2 +$$

$$+B^2\left(\mu_2\mu_1^2\left(c_1 s_1 - 4c_2 s_1 + 2\mu_1 L\right) - \mu_2^3\left(c_1 s_1 + 2\mu_1 L\right) +\right.$$

$$\left. + c_2\mu_1^3 s_2 + \left(4c_1 - c_2\right)\mu_2^2\mu_1 s_2\right)\}.$$

Здесь $\lambda_n$ находятся как корни трансцендентного уравнения

$$1 - c_1 c_2 - \mathcal{P}\frac{s_1 s_2}{\mu_1\mu_2} = 0.$$

Решение $V_n$ задачи (8) определяется теми же формулами, в которых вместо приведённых выше выражений для $\mu_1$, $\mu_2$ следует использовать

$$\mu_1 = \sqrt{\frac{\mathcal{P} + \sqrt{\mathcal{P}^2 - r\left(1 + \xi_n \tilde{R}/\tilde{E}\right)}}{1 + \xi_n \tilde{R}/\tilde{E}}},$$

$$\mu_2 = \sqrt{\frac{\mathcal{P} - \sqrt{\mathcal{P}^2 - r\left(1 + \xi_n \tilde{R}/\tilde{E}\right)}}{1 + \xi_n \tilde{R}/\tilde{E}}},$$

а $\xi_n$ удовлетворяют уравнению

$$1-c_1c_2-\frac{\mathcal{P}s_1s_2}{\left(1+\xi_n\tilde{R}/\tilde{E}\right)\mu_1\mu_2}=0.$$

Отмечена особенность решения второй задачи. Пространственная периодичность этого решения определяется значениями $\mu_1$ и $\mu_2$, которые будучи корнями одного и того же алгебраического уравнения, удовлетворяют соотношению (различия не делаются между $\mu_1$ и $\mu_2$ и индексы отпускаются):

$$\xi_n=\frac{2\mathcal{P}\mu^2-r-\mu^4}{\tilde{R}/\tilde{E}\mu^4}.$$

Эта зависимость имеет максимум при

$$\frac{d\xi_n}{d\mu}=\frac{4\left(r-\mathcal{P}\mu^2\right)}{\tilde{R}/\tilde{E}\mu^5}=0,\quad \text{т.е.}\quad \mu=\sqrt{\frac{r}{\mathcal{P}}}=\sqrt{\frac{2\rho g}{P}}. \qquad (10)$$

Учитывая форму решения (7), в котором каждое слагаемое умножается на $e^{\xi_n t}$, можно утверждать, что члены разложения с максимальными значениями $\xi_n$ будут уменьшаться медленнее других и через некоторое время станут доминирующими. Именно этот эффект наблюдается в натурных испытаниях, когда после замораживания тонкого ледяного слоя в бассейне в нём через некоторое время возникает коротковолновая периодичность свойств.

### Верификация модели

В расчётах по приведённым здесь формулам применялись следующие исходные данные: толщина пластины льда: $h = 5\times10^{-2}$ м, модуль Юнга $E$ = 35 МПа, коэффициент Пуассона $\nu$ = 0,3, плотность воды $\rho$ = 1000 кг/м$^3$, модуль вязкости $R$ = 3 МПа·с.

Так как прямых измерений сил сжатия пластины не проводилось, их величина определялась косвенно. Поскольку объёмное расширение воды при замораживании велико (около 9%), напряжения, которые при этом могли бы возникнуть в пластине льда, существенно превышают предел текучести. В этой связи в качестве верхней оценки следует использовать значения сил, развиваемых в ледяной пластине в предельном состоянии. Полагая, что предел текучести льда 0,01 МПа, получим верхнюю оценку для погонного усилия сжатия $P$ < 500 Н/м. В действительности, из-за наличия пор и дефектов структуры льда эта сила меньше. Уточнение её значения может получено из условия наилучшей аппроксимации длинноволновой составляющей экспериментальных данных с помощью $w_e$ (6) либо из условий наилучшей аппроксимации коротковолновой составляющей посредством $w_v$ (7). Возможность построения двух оценок одной и той же величины позволяет показать их адекватность в случае, если найденные значения будут близки.

Построенные теоретические решения определяют изгиб пластины, который непосредственно не определялся в эксперименте. Последние дают распределение усилий сквозной пенетрации пластины льда, а чтобы связать эксперимент и теорию, требуются дополнительные следующие предположения: предполагается, что области, в которых развиваются максимальные напряжения, испытывают рекристаллизацию и уменьшение пористости, в результате в них возникает упрочнение и, как следствие, повышенное сопротивление пенетрации. Распределение максимальных интенсивностей напряжений, вызванных изгибом по форме (9), в рамках кинематических гипотез технической теории пластин может быть определено следующим образом:

$$S \approx \alpha|\partial^2 w/\partial y^2|,$$

где $\alpha$ – коэффициент, зависящий от физико-геометрических параметров пластины.

При идентификации длинноволновой составляющей решения (6) варьировались параметры $\alpha$ и $\mathcal{P}$ при фиксированных значениях $L$ = 10 м, $r$ = 24, причём $r$ определяется по приведённым выше исходным данным. Находились величины $\alpha$ и $\mathcal{P}$, отвечающие наименьшим квадратичным отклонениям теоретических значений от экспериментальных. В результате анализа четырёх сечений получены такие результаты: $\mathcal{P}$ = 0,25, $\lambda_1$ = 24,5, которым отвечает следующее выражение для фундаментальной моды

$$W_1 = 0{,}202\cos(0{,}172y) - 0{,}202\cos(0{,}685y) + \\ + 0{,}236\sin(0{,}172y) - 0{,}059\sin(0{,}685y).$$

Этим значениям соответствует усилие обжатия $P$ = 200 Н/м. Наложение теоретических распределений на длинноволновые представления экспериментальных данных приведе-

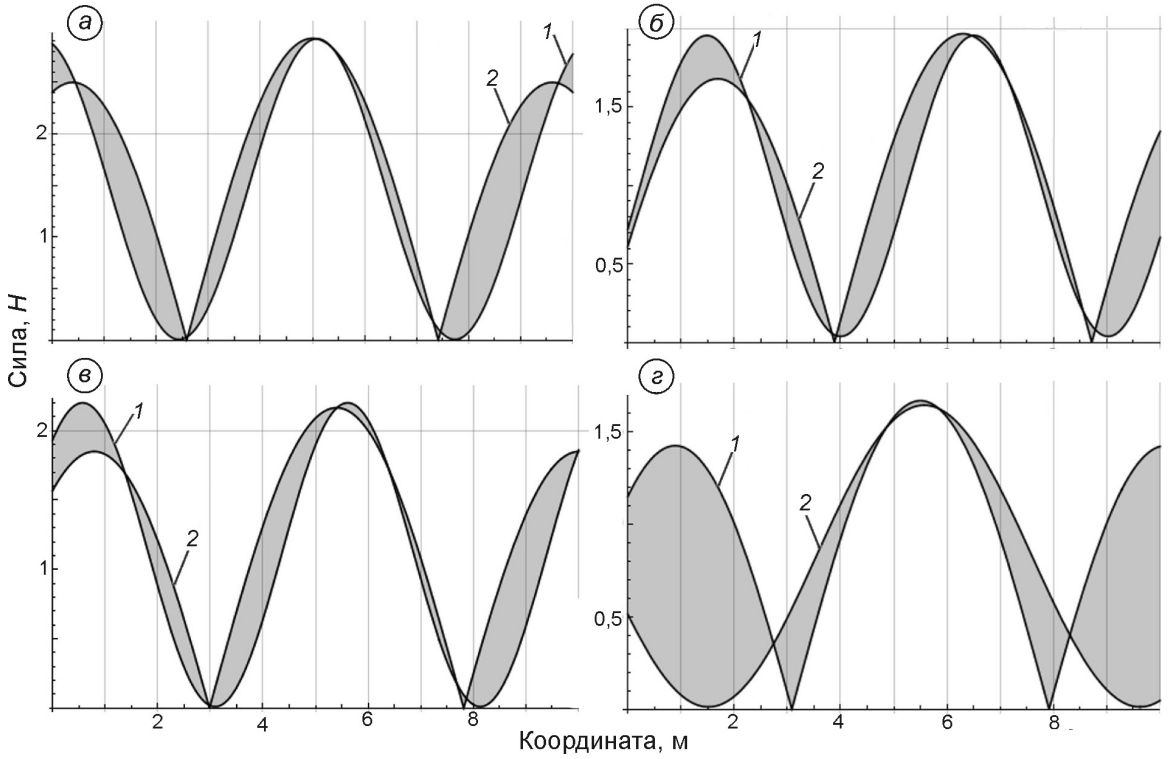



**Рис. 6.** Отличие распределений максимальных интенсивностей напряжений по балочному приближению (*2*) от длинноволновой (*1*) составляющей экспериментальных данных на усилиях пенетрации для поперечных сечений *а–г* бассейна

**Fig. 6.** The difference between the distributions of maximum stress intensities according to the beam approximation (*2*) from the long-wavelength (*1*) component of the experimental data on the penetration forces for the cross sections *а–г* of the basin

ны на рис. 6, на котором для различных сечений заливкой показаны отличия распределений интенсивностей напряжений (нормированных соразмерно экспериментальным данным) и длинноволновой составляющей экспериментальных данных о пенетрации. Видно хорошее совпадение на первом сечении. Совпадения для последующих сечений не столь явные, но наблюдаемый на них фазовый сдвиг легко объяснить грубым приближением модели цилиндрического изгиба, не учитывающим двумерное распределение интенсивности в пластине.

Идентификация усилия обжатия $P$ по коротковолновой составляющей проводилась с помощью зависимости (10), из которой следует, что $P$ можно определить по среднему значению μ, т.е.:

$$P = 2\rho g/\mu^2.$$

Среднее значение коротковолнового параметра μ по четырём сечениям составило μ = 7,16. Соответственно $P$ = 382,5 Н/м. Поверхности, иллюстрирующие эволюцию прогибов, найденных по (7), приведены на рис. 7. Начальные изгибы соответствуют двум различным пространственным масштабам. Левая поверхность (*а*) соответствует возмущению 70% ширины пластины, правая (*б*) – 10%. Видно, что изгибы, вызванные возмущением малой области, затухают во времени существенно медленнее изгибов, вызванных возмущением более широкой области. При этом протяжённость малой области близка к периоду коротковолновой составляющей экспериментальных данных. Образно говоря, второй начальный изгиб оказывается в «резонансе» с собственными характеристиками пластины и след этого возмущения длительное время сохраняется. Выделяя подобные следы из случайных возмущений, вязкоупругая система проявляет свойства фильтра, создавая со временем упорядоченную структуру, которая и наблюдается в форме коротковолновых составляющих экспериментальных данных.

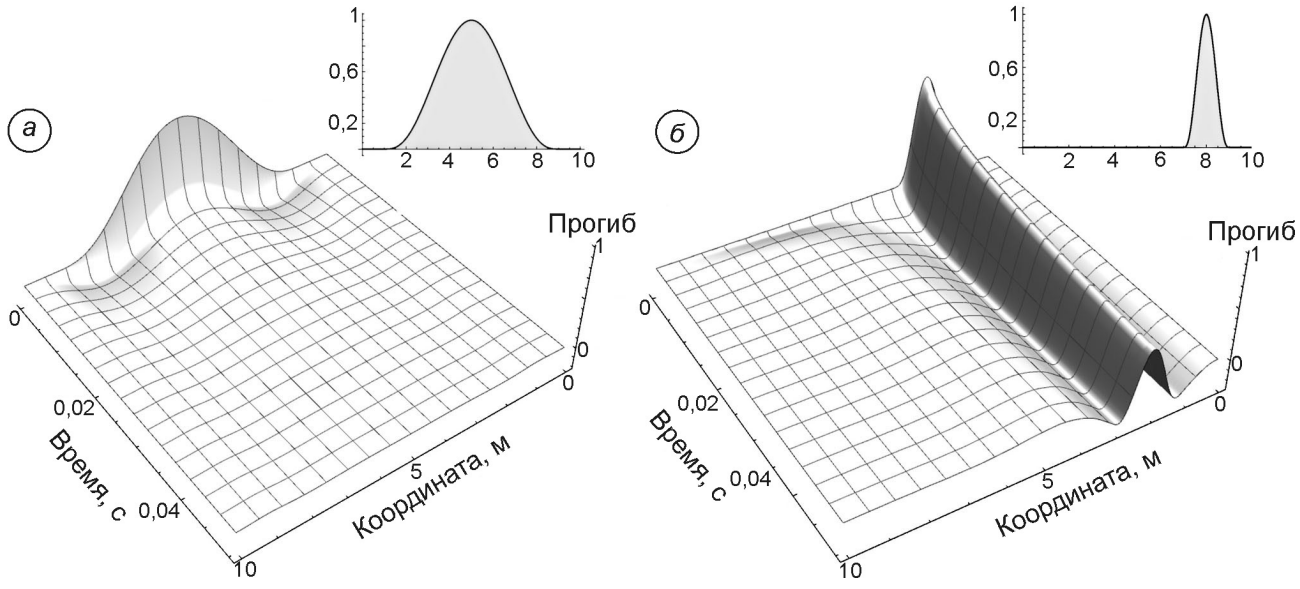



**Рис. 7.** Эволюция прогибов при возмущениях на интервалах различной протяжённости:
*а* – 70%; *б* – 10% ширины пластины
**Fig. 7.** Evolution of deflections under disturbances at intervals of different lengths:
*а* – 70%; *б* – 10% of the plate width

Верификация модели осуществлена путём сопоставления значения сжимающей силы, найденной из анализа длинноволнового распределения, со значением, которое определено по коротковолновой части. Несмотря на то, что они различаются почти в два раза, их значения одного порядка. Отличия могут быть объяснены недостаточной точностью моделирования условий адгезионного контакта на бортах. Сила сжатия, найденная по коротковолновой составляющей, оказалась близкой к теоретическому пределу (которое было определено ранее по пределу текучести льда), что позволяет в большей степени доверять именно этому значению.

### Обсуждение экспериментальных данных

Методом пенетрации проведены исследования зависимости сопротивления пенетрации от поперечных координат в четырёх сечениях тонкого ледяного покрова прямоугольного бассейна с размерами 100 × 10 м. По постановке выполненные исследования отличаются от традиционных своим подходом. Исследовались закономерности распределения локальной твёрдости в ледяном поле как результат воздействия периодических структур изгиба на прочностную характеристику льда. Особенностью результатов измерений – периодичность свойства сопротивляемости пенетрации с двумя основными пространственными периодами, причём периодичность слабо проявляет себя сразу после замораживания ледяного покрова, однако уже через несколько часов её вклад в распределение свойств сопротивляемости многократно усиливается (Епифанов, Сазонов, 2020).

Показано, что пространственные распределения периодичности с достаточной точностью могут быть представлены как наложение двух периодических функций с существенно разными периодами: длинноволновой и коротковолновой составляющими. На их основе выделены эти составляющие и предложена теоретическая модель, объясняющая физические причины возникновения двойной периодичности. Модель предполагает вязкоупругое квазистатическое деформирование ледяной пластины, вызванное малыми колебаниями уровня воды в бассейне и случайными возмущениями её поверхности.

В рамках модели предполагается квазистатический изгиб пластины, вызванный медленными малыми изменениями уровня воды в бассейне и случайными силовыми воздействиями на её внешнюю поверхность. Первая причина приводит к упругим изгибаниям ледяного по-

крова, форма которых, в основном, определяется его фундаментальной изгибной модой. Это подтверждается образованием напряжённых областей в окрестности бортов и в середине ледяного поля, где происходит упрочнение льда и, как следствие, возрастает сопротивление пенетрации. Вторая причина – случайные малые возмущения, носящие релаксационный характер, которые обусловлены произвольно распределёнными во времени и пространстве локальными поперечными нагружениями. Они вызывают изгиб, мгновенная форма которого также имеет случайный характер, но из-за вязкоупругих свойств льда последействие, связанное с релаксационными процессами, приобретает некоторую упорядоченность. В рамках модели показано, что эта упорядоченность связана с вполне определённым экстремальным значением показателя экспоненциальных координатных функций, которое зависит от локальных физико-геометрических свойств ледяной пластины и в некоторой степени – от условий её закрепления. В результате многократных случайных изгибаний и последующих релаксационных процессов выделяется превалирующая составляющая, что и объясняет появление локальных зон упрочнения, пространственное распределение которых подобно представлениям коротковолновой составляющей экспериментальных данных об осевой силе пенетрации.

Верификация модели осуществлена путём сопоставления значения сжимающего усилия, найденного из анализа длинноволнового распределения, со значением, которое определено по коротковолновой части. Несмотря на то, что они различаются почти в два раза, их значения можно признать согласованными, поскольку подбор фундаментальной моды при идентификации длинноволновой части позволяет весьма грубо оценить силу сжатия. Дело в том, что существенное различие в теоретических и экспериментальных данных наблюдается вблизи опорных точек и используемый алгоритм подбора параметров определил эти параметры из условия наименьших отклонений именно в этих областях. Вместе с тем условия примораживания к бортам характеризуются довольно сложными зависимостями и их представление как жёсткое закрепление – весьма приближённое. Поэтому сопоставлять значения сил следует только в смысле их порядков, которые оказались одинаковыми.

Независимое количественное подтверждение достоверности протекания пластических процессов в ледяном поле следует из зависимости силы сопротивления от времени в эксперименте по прорезанию ледяного поля вертикальным индентором, а также подтверждается формой кристаллитов в шлифах льда и анализом сигналов акустической эмиссии (Епифанов, Глазовский, 2010). Комплексные измерения реологических и акустических характеристик льда позволяют установить закономерности деформационной перестройки структуры льда, а также определить характерные масштабы источников излучения. Полученное значение коэффициента неоднородности, которое определялось как отношение среднего значения к максимальному значению прочности в испытаниях на одноосное сжатие, например, в работе (Беккер, 2017) равное 0,75, совпадает с его оценками, полученными на речном и моделированном льде (Епифанов, Сазонов, 2020). По-видимому, обнаруженная локальная периодичность механических свойств льда может быть одной из причин вариаций значений прочности ледяного покрова, определяемых по месту его залегания.

## Заключение

Анализ экспериментальных данных и результаты теоретического моделирования изгиба вязкоупругой плавающей ледяной пластины, сформированной в условиях стесненного деформирования, позволяют сделать ряд выводов.

1. В ходе процесса замораживания и последующего неупругого деформирования в ледяной пластине образуется двойная периодичность физико-механических свойств.

2. Больший период соответствует фундаментальной упругой моде пластины и может быть теоретически прогнозирован из анализа чисто упругой моды потери устойчивости сжатой пластины.

3. Периодичность с коротким периодом проявляет реологический характер и может быть теоретически объяснена развитием вязкоупругих деформаций в пластине.

4. Математическое моделирование вязкоупругой плавающей пластины показывает, что из возмущений с различными пространственными периодами наибольшее влияние оказывают лишь те, период которых лежит в достаточно узком диапазоне, который зависит от реологических свойств льда и толщины пластины, но не зависит от условий её закрепления. Теоретически определённый диапазон соответствует экспериментально определённому коротковолновому периоду. Этот факт позволяет объяснить физические причины возникновения второй периодичности физико-механических свойств ледяной пластины, сформированной в условиях стеснённого деформирования.

Статистический анализ результатов показал хорошее согласование теоретических и экспериментальных данных. Оценка согласованности может быть количественно определена коэффициентами вариации, вычисленными по последовательностям измерений и теоретическим оценкам периодов. Для первой (длинноволновой) периодичность их значения составили 4%, а для второй (коротковолновой) – 15%. Таким образом, при замораживании тонкой пластины льда в условиях стеснённого деформирования причин возникновения периодической структуры, как минимум, две: общая потеря устойчивости как упругой конструкции и локальная потеря устойчивости по вязкоупругопластическому механизму. Первая причина порождает периодичность, которая зависит от геометрии пластины в целом и условий её закрепления; вторая причина вызывает периодичность, которая зависит только от толщины, усилия обжатия и свойств льда. В связи с этим первую причину можно охарактеризовать как условно структурную, а вторую – как условно материальную (связанную с формированием вторичной текстуры).

Теоретически оценены напряжения на контактной поверхности стенок ледового бассейна, возникающие при формировании ледяного поля. Сила сжатия, найденная по коротковолновой составляющей, оказалась близкой к своему теоретическому пределу (определён по пределу текучести льда). Это позволяет в большей степени доверять именно этому значению. При дальнейших исследованиях периодичности, возникающей при формировании ледяного поля в условиях стеснения, следует учитывать двумерность ледяной пластины, моделирование слоя жидкости и исследование этих эффектов для льда большего масштаба. Полученные результаты могут быть использованы при разработке теории сжатия льдов, решении задач, связанных с формированием льда в ограниченных водных пространствах полярных морей, а также при оценке причин вариации локальной прочности ледяных полей и возможностей их искусственного разрушения.

**Благодарности**. Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 20–01–00649 «Численно-экспериментальное исследование нелинейных волновых явлений при контактном разрушении льда».

**Acknowledgments.** This work was supported by RFBR grant № 20–01–00649 «Numerical and experimental study of nonlinear wave phenomena in contact ice destruction».

## Литература

*Беккер Ф.Е., Фарафонов А.Э, Помников Е.Е.* Неоднородность ледяных полей // Вестн. Инженерной Школы ДВФУ. 2017. Т. 33. № 32. С. 64–71.

*Вольмир А.С.* Устойчивость упругих систем. М.: Гос. изд-во физ.-мат. литературы, 1963. 879 с.

*Епифанов В.П., Глазовский А.Ф.* Акустические характеристики как индикатор особенностей движения льда в ледниках // Криосфера Земли. 2010. Т. XIV. № 4. С. 42–55.

*Епифанов В.П., Лычёв С.А.* Периодичность механических свойств льда, возникающая при формировании ледяного поля в условиях стеснения // ДАН. Физика. Технические науки. 2022. Т. 502. С. 24–30. doi: 10.31857/S2686740021060092.

## References

*Bekker F.E., Farafonov A.E., Pomnikov E.E.* Heterogeneity of ice fields. *Vestnik Inzhenernoy Shkoly DVFU.* Bulletin of the School of Engineering. 2017, 3 (32): 64–71. [In Russian].

*Volmir A.S. Ustoychivost' uprugikh sistem*. Stability of elastic systems. M.: Gosudarstvennoye izdatel'stvo fizikomatematicheskoy literatury, 1963: 879 p. [In Russian].

*Epifanov V.P., Glazovsky A.F.* Acoustic characteristics as an indicator of the features of ice movement in glaciers. *Kriosfera Zemli*. Cryosphere of the Earth. 2010, XIV (4): 42–55.

*Epifanov V.P., Lychev S.A.* Periodiciy of the Mechanical Properties of Ice Resulting from the Formation of an Ice Field under Compression. *Doklady Rossiiskoi Aka-*

*Епифанов В.П., Сазонов К.Е.* Волновые структуры в ледяном поле и их влияние на прочность солёного льда // Лёд и Снег. 2020. Т. 60. № 4. С. 623–636. doi: 10.31857/S2076673420040066.

*Постникова Т.Н., Рыбак О.О.* Глобальные гляциологические модели: новый этап в развитии методов прогнозирования эволюции ледников. Часть 1. Общий подход и архитектура моделей // Лёд и Снег. 2021. Т. 61. № 4. С. 620–636. doi: 10.31857/S2076673421040111.

*Тимошенко С.П., Войновский-Кригер С.* Пластинки и оболочки. М.: Наука, 1966. 636 с.

*Box F., Vella D., Style RW., Neufeld J.A.* Indentation of a floating elastic sheet: geometry versus applied tension // Proceedings of the Royal Society. 2017. V. 473. P. 1–22. doi: 10.1098/rspa.2017.0335.

*Ciarlet P.G.* Mathematical Elasticity. V. II: Theory of Plates. North-Holland, 1988. 262 p.

*Epifanov V.P., Sazonov K.E.* Wave metamorphism of ice // Journ. of Physics: Conf. Series 2021. V. 1959 № 012019. P. 1–7. doi: 10.1088/1742-6596/1959/1/012019.

*Fox C., Squire V.A.* On the Oblique Reflexion and Transmission of Ocean Waves at Shore Fast Sea Ice // Philosophical Transactions: Physical Sciences and Engineering. 1994. V. 347. № 1682. P. 185–218. http://www.jstor.org/stable/54236.

*Meylan M.H.* Time-Dependent Motion of a Floating Circular Elastic Plate // Journ. of Fluids. 2021. V. 6. № 1. 29 p. doi: 10.3390/ fluids6010029.

*Staroszczyk R.* Ice Mechanics for Geophysical and Civil Engineering Applications. GeoPlanet: Earth and Planetary Sciences. Springer Nature Switzerland AG, 2019. 344 p. doi: 10.1007/978-3-030-03038-4_1.

*Staroszczyk R., Hedzielski B.* Creep Buckling of a Wedge-Shaped Floating Ice Plate // Engineering Transactions. 2004. V. 52. № 1–2. P. 111–130. doi: 10.24423/engtrans.472.2004.

*Stig-Göran Sjölind.* Visco-elastic buckling analysis of floating ice sheets // Cold Regions Science and Technology. 1985. V. II. № 3. P. 241–246. doi: 10.1016/0165-232X(85)90048-5.

*Von Bock, Polach R.U.F., Franz R.U., Ettemab R., Gralhera S., Kellnera L., Stendera M.* The nonlinear behavior of aqueous model ice in downward flexure // Cold Regions Science and Technology. 2019. V. 36. № 1–3. P. 47–70. doi: 10.1016/j.coldregions

*demii Nauk. Fizika. Tekhnicheskie Nauki*. 2022, 67 (1): 5–10. doi: 10.1134/ S1028335821120041. [In Russian].

*Epifanov V.P., Sazonov K.E.* Wave structures in the ice field and their influence on the strength of salt ice. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2020, 60 (4): 623–636. doi: 10.31857/S2076673420040066. [In Russian].

*Postnikova T.N., Rybak O.O.* Global glaciological models: a new stage in the development of methods for predicting the evolution of glaciers. Part 1. General approach and architecture of models. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2021, 61 (4): 620–636. doi: 10.31857/S2076673421040111. [In Russian].

*Timoshenko S.P., Voinovsky-Krieger S. Plastinki i obolochki.* Plates and shells. M.: Nauka, 1965: 636 p. [In Russian].

*Box F., Vella D., Style RW., Neufeld J.A.* Indentation of a floating elastic sheet: geometry versus applied tension. Proceedings of the Royal Society. 2017, 473: 1–22. doi: 10.1098/rspa.2017.0335.

*Ciarlet P.G.* Mathematical Elasticity. V. II: Theory of Plates. North-Holland, 1988: 262 p.

*Epifanov V. P., Sazonov K. E.* Wave metamorphism of ice. Journ. of Physics: Conf. Series. 2021, 1959 (012019): 1–7. doi: 10.1088/1742-6596/1959/1/012019.

*Fox C., Squire V.A.* On the Oblique Reflexion and Transmission of Ocean Waves at Shore Fast Sea Ice. Philosophical Transactions: Physical Sciences and Engineering. 1994, 347 (1682): 185–218. http://www.jstor.org/stable/54236.

*Meylan M.H.* Time-Dependent Motion of a Floating Circular Elastic Plate. Journ. of Fluids. 2021, 6 (1): 29. doi: 10.3390/ fluids6010029.

*Staroszczyk R.* Ice Mechanics for Geophysical and Civil Engineering Applications. GeoPlanet: Earth and Planetary Sciences. Springer Nature Switzerland AG. 2019: 344 p. doi: 10.1007/978-3-030-03038-4_1.

*Staroszczyk, R., Hedzielski, B.* Creep Buckling of a Wedge-Shaped Floating Ice Plate. Engineering Transactions. 2004, 52 (1–2): 111–130. doi: 10.24423/engtrans.472.2004.

*Stig-Göran Sjölind.* Visco-elastic buckling analysis of floating ice sheets. Cold Regions Science and Technology. 1985, II (3): 241–246. doi: 10.1016/0165-232X(85)90048-5.

*Von Bock, Polach R.U.F., Franz R.U., Ettemab R., Gralhera S., Kellnera L., Stendera M.* The nonlinear behavior of aqueous model ice in downward flexure. Cold Regions Science and Technology. 2019, 36 (1–3): 47–70. doi: 10 1016/j coldregions.

УДК 551.513.2+550.42 DOI: 10.31857/S2076673422040155, EDN: MIISRG

# Химический состав атмосферного аэрозоля арктических районов в летний период 2021 года

© 2022 г. Л.П. Голобокова[1*], И.А. Круглинский[2], А.О. Почуфаров[2], И.И. Маринайте[1], Н.А. Онищук[1], М.Д. Кравчишина[3], М.В. Флинт[3], М.Ю. Шиховцев[1,2], О.И. Хуриганова[1,2]

[1]Лимнологический институт СО РАН, Иркутск, Россия;
[2]Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, Томск, Россия;
[3]Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия
*lg@lin.irk.ru

# Chemical composition of the atmospheric aerosols in arctic regions in the summer of 2021

L.P. Golobokova[1*], I.A. Kruglinsky[2], A.O. Pochufarov[2], I.I. Marinaite[1], N.A. Onishchuk[1], M.D. Kravchishina[3], M.V. Flint[3], M.Yu. Shikhovtsev[1], O.I. Khuriganova[1, 2]

[1]Limnology Institute, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia;
[2]V.E. Zuev Institute of Atmospheric Optics, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Tomsk, Russia;
[3]Shirshov Institute of Oceanology of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
lg@lin.irk.ru

*Received May 31, 2022 / Revised July 26, 2022 / Accepted October 7, 2022*

**Keywords:** ***Arctic, atmospheric aerosol, elements, ions, polyaromatic hydrocarbons.***

**Summary**

Atmospheric aerosol is an important characteristic of the state of the atmospheric air, therefore, in the summer of 2021, atmospheric aerosol samples were collected in the expeditions of the Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences to study the chemical composition (ions, trace elements, polyaromatic hydrocarbons) of aerosols in the Arctic atmosphere. The expeditions were carried out on the research ship (RS) Akademik Mstislav Keldysh in the Kara Sea (83rd cruise, June 18 – July 8, 2021), in the Barents Sea and the Norwegian-Greenland Basin (84th cruise, July 24 – August 26, 2021). It is established that the average total concentration of ions in the aerosol of the Kara Sea is 5.4±1.9 μg/m$^3$, which corresponds to the average data obtained in previous years. In the aerosol of the Barents Sea and the Norwegian-Greenland basin, the average value of 5.0±2.1 μg/m$^3$ was considered as potentially possible for the studied region. Concentrations of such ions as $Na^+$, $NH_4^+$ and $Cl^-$ dominated in the aerosol composition of all regions. The average total concentration of trace elements in the composition of the aerosol of the Barents Sea and the Norwegian-Greenland basin is 1,5 times higher than in the aerosol of the Kara Sea. The predominant concentrations of trace elements in the aerosol of both study areas were Cr, Zn, Al, Fe. Mo, Sr, Ba, Mn, Sn, Ti, Pb, Cu, Ni. As a result of the calculation of the ranking of trace elements by atmospheric pollution in the aerosol of the Kara Sea, Fe, Cu, Ni, Pb are prioritized, and in the aerosol of the Barents Sea and the Norwegian-Greenland basin – Fe, Cu, Sn, Pb. The level of air pollution with trace elements in both areas is low. 13 compounds of polyaromatic hydrocarbons with an average total concentration of 0.65 ng/m$^3$ in aerosol collected in 83 cruise, and 0.75 ng/m$^3$ in 84 one were identified. Compounds of polyaromatic hydrocarbons with two and three benzene rings (naphthalene, phenanthrene and their homologues) coming from petrogenic sources accounted for 92 and 80% of the total amount of polyaromatic hydrocarbons, respectively. Atmospheric aerosol sampling for the study of chemical composition was carried out under conditions of fog of various densities, with precipitation and destruction of seasonal ice.

**Citation:** L.P. Golobokova, I.A. Kruglinsky, A.O. Pochufarov, I.I. Marinaite, N.A. Onishchuk, M.D. Kravchishina, M.V. Flint, M.Yu. Shikhovtsev, O.I. Khuriganova. Chemical composition of the atmospheric aerosols in Arctic regions in the summer of 2021. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2022, 62 (4): 607–620. [In Russian].
doi: 10.31857/S2076673422040155, edn: miisrg

*Поступила 31 мая 2022 г. / После доработки 26 июля 2022 г. / Принята к печати 7 октября 2022 г.*

**Ключевые слова:** ***Арктика, атмосферный аэрозоль, ионы, микроэлементы, полиароматические углеводороды.***

Выявлены различия и сходство химического состава (ионы, микроэлементы, ПАУ) приводного атмосферного аэрозоля, собранного в летний период 2021 г. по маршрутам экспедиций НИС «Академик Мстислав Келдыш» в районе Карского моря (второй этап 83-го рейса, 18 июня – 8 июля 2021 г.), в Баренцевом море и Норвежско-Гренландском бассейне (84-й рейс, 24 июля – 26 августа 2021 г.).

## Введение

Оценка состояния таких элементов криосферы, как снежный покров, ледяной покров морей, ледники и вечная мерзлота в арктических районах, указывает на устойчивое изменение температуры воздуха в нижнем слое атмосферы и сокращение объёма ледяного покрова в зимнее время (Семенов и др., 2015; Мелешко и др., 2018). Арктическая зона граничит с пятью развитыми государствами, три из них – Норвегия, Россия и США – добывают нефть и газ севернее Полярного круга. Проведение работ на шельфе и развитие в арктических районах судоходства способствуют росту выбросов в атмосферу парниковых газов $CO_2$, $NO_x$, $SO_x$ и чёрного углерода, которые играют важную роль в климатических изменениях Арктики (Bond et al., 2013; Group..., 2015). В результате атмосферного переноса в арктические районы поступают аэрозольные примеси из более низких широт. Эти примеси, поглощая и рассеивая солнечную радиацию, влияют не только на многие физико-химические процессы атмосферы, осаждаясь на подстилающую поверхность в арктической зоне, но и становятся источником осадочного вещества в системе «континент–атмосфера–океан» (Шевченко, 2006; Гинзбург и др., 2008).

Значительна роль аэрозоля в антропогенном воздействии и на окружающую среду. Проблема дальнего транспорта атмосферного аэрозоля из крупных промышленных центров Северного полушария, и оценка этих эмиссий на арктический бассейн получила развитие в начале 1970-х годов. Организованы круглогодичные наблюдения за уровнем загрязнения атмосферного воздуха на Аляске, в Гренландии, в Канадском, Норвежском и Российском секторах Арктики (Надубович, 1977; Heintzenberg et al., 1981; Barrie et al., 1985; Shaw, 1995). Получены длительные ряды наблюдений за временно́й и пространственной изменчивостью физико-химических свойств аэрозоля в арктической зоне. В результате российских исследований, несмотря на эпизодичность измерений, установлен ярко выраженный эффект увеличения интегральной оптической толщины атмосферы в весенний период, связанный с максимумом аэрозольного загрязнения воздушной среды Арктики, что совпадает с результатами зарубежных исследований (Barrie et al., 1985; Русина, Радионов, 2002). По данным В.П. Шевченко и коллег, общее поступление аэрозоля и естественного, и антропогенного происхождения на поверхность Северного Ледовитого океана колеблется от 2,8 до 7,5–8,2 млн т в год (Шевченко и др., 2001). Захораниваясь в ледяном и снежном покровах арктической зоны, аэрозоль создаёт своеобразный архив событий прошлого. Химический анализ состава ледяных и снежных кернов в арктическом регионе позволил обнаружить не только следы вулканических извержений (Wei et al., 2008), но и радиоактивные выбросы Чернобыльской аварии, в результате которой радионуклиды распространились как по всей территории Европы, так и в Арктической зоне (Davidson et al., 1987). В результате послойных исследований кернов ледников островов арктического региона обнаружено, что в период с 1956 по 1977 г. наблюдалось 75%-е увеличение загрязнения воздуха в Арктике, которое связано с заметным увеличением $SO_2$ и выбросов $NO_x$ в Европе (Barrie et al., 1985). Интенсивное освоение арктической зоны в современный период и расширение судоходства, когда большинство морских судов применяют разрешённое вплоть до 2029 г. тяжёлое дизельное топливо, оставит свой «след» в ледяных и снежных кернах Арктики в будущем (Humpert, 2020).

Исследование физико-химических свойств атмосферного аэрозоля проводится как на стационарных станциях, так и по маршрутам морских экспедиций. Здесь рассматривается химический состав атмосферного аэрозоля, собранного в летний период 2021 г. на маршрутах второго основного этапа 83-го и 84-го рейсов НИС «Академик Мстислав Келдыш» (Флинт и др., 2022; Кравчишина и др., 2022). Цель исследования – оценка современного состояния воздушной среды в арктических экосистемах, подвергающихся влиянию текущих климатических процессов и антропогенному воздействию, для понимания происходящих в регионе изменений.

## Материалы и методы исследования

Атмосферный аэрозоль собирался по маршрутам арктических морских экспедиций научно-исследовательского судна «Академик Мстис-

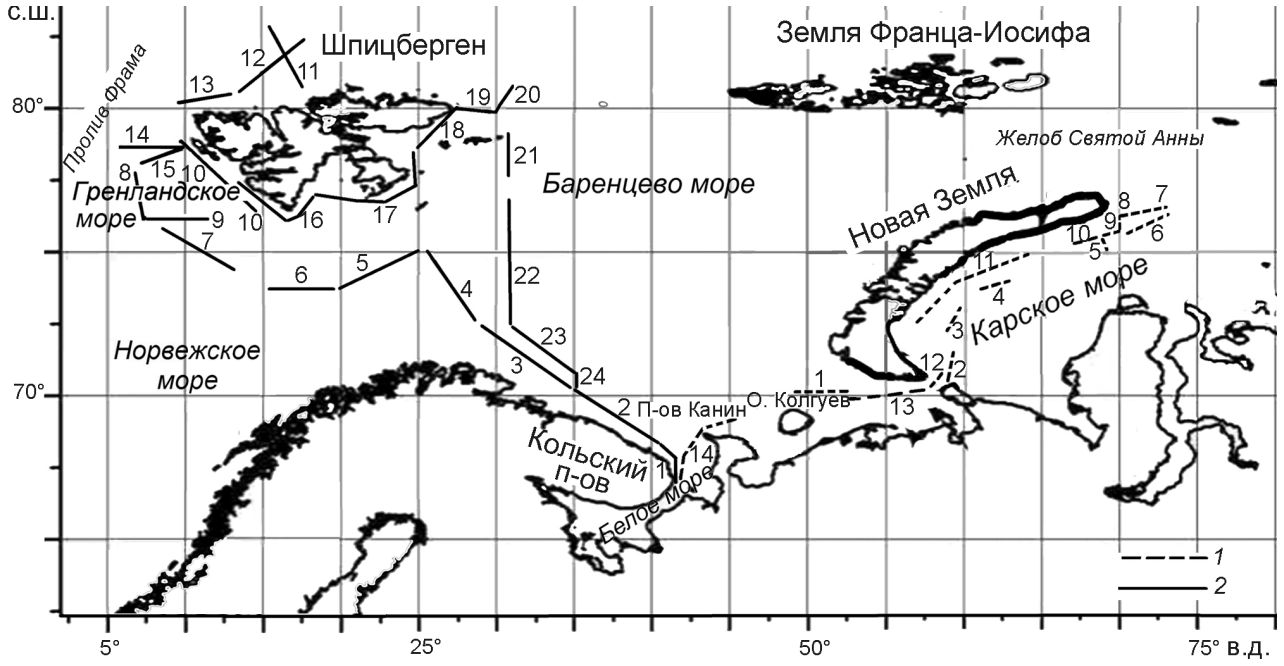



**Рис. 1.** Схема 83- (*1*) и 84-го (*2*) рейсов научно-исследовательского судна «Академик Мстислав Келдыш». Сплошными и пунктирными линиями с номерами проб показаны отрезки маршрутов, по которым собирался атмосферный аэрозоль

**Fig. 1.** The scheme of the 83rd (*1*) and 84th (*2*) cruises of the Research Vessel «Akademik Mstislav Keldysh». The solid and dotted lines with sample numbers show the sections of the routes along which the atmospheric aerosol was collected

лав Келдыш» на втором этапе 83-го рейса (18 июня – 8 июля 2021 г., 83-й рейс) и в 84-м рейсе (24 июля – 26 августа 2021 г., 84-й рейс). Маршрут 83-й рейс пролегал на северо-восток Карского моря и следовал по границе сезонного льда. В рейсе отобрано 14 проб атмосферного аэрозоля, одна исключена для сравнения результатов в связи с попаданием на фильтр морской воды (сумма ионов 102 мкг/м$^3$). Исследования в 84-м рейсе выполняли в Баренцевом море и Норвежско-Гренландском бассейне в области контакта холодной полярной и тёплой атлантической водных масс. В 84-м рейсе отобрано 24 пробы атмосферного аэрозоля (рис. 1, рис. 2).

В пробах атмосферного аэрозоля проанализирован состав ионов, микроэлементов и полиароматических углеводородов (ПАУ). Для определения ионного и микроэлементного состава аэрозоль собирали на целлюлозно-бумажные фильтры Whatman-41; для исследования состава ПАУ применяли кварцевые фильтры Whatman QM-A. Для анализа ионного состава фильтр подвергали экстракции бидистиллированной водой в ультразвуковой бане. В профильтрованном полученном растворе определяли ионы $Ca^{2+}$, $Mg^{2+}$, $Na^+$, $K^+$, $NH_4^+$, $NO_3^-$, $Cl^-$, $SO_4^{2-}$ и измеряли величины pH. Ионный состав аэрозоля анализировали на безреагентной системе ICS-3000 (США, Dionex), одобренной Американским Управлением по охране окружающей среды (EPA). Уровень флуктуационных шумов, дрейф нулевого сигнала и отклонение выходного сигнала прибора контролировали с помощью растворов контрольных образцов (Голобокова и др., 2020).

Элементный состав (Li, Be, B, Al, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, As, Se, Sr, Mo, Cd, Sn, Sb, Ba, W, Pb, Th, U, Ag, Tl) в аэрозольных пробах определяли на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой Agilent-7500 CE (США, Agilent Technologies Int) с точностью не более 0,2%. Суть метода заключалась в извлечении собранных на фильтр примесей концентрированной азотной кислотой (Xu, Gao, 2014). Образцы подавали с помощью распылителя с микротоком (0,3 мл/мин). Дрейф прибора контролировали с использованием внутреннего стандарта и контрольного образца каждого элемента. Для определения ПАУ (нафталин, 1-метилнафталин 2-метилнафталин, аценафтилен, аце-

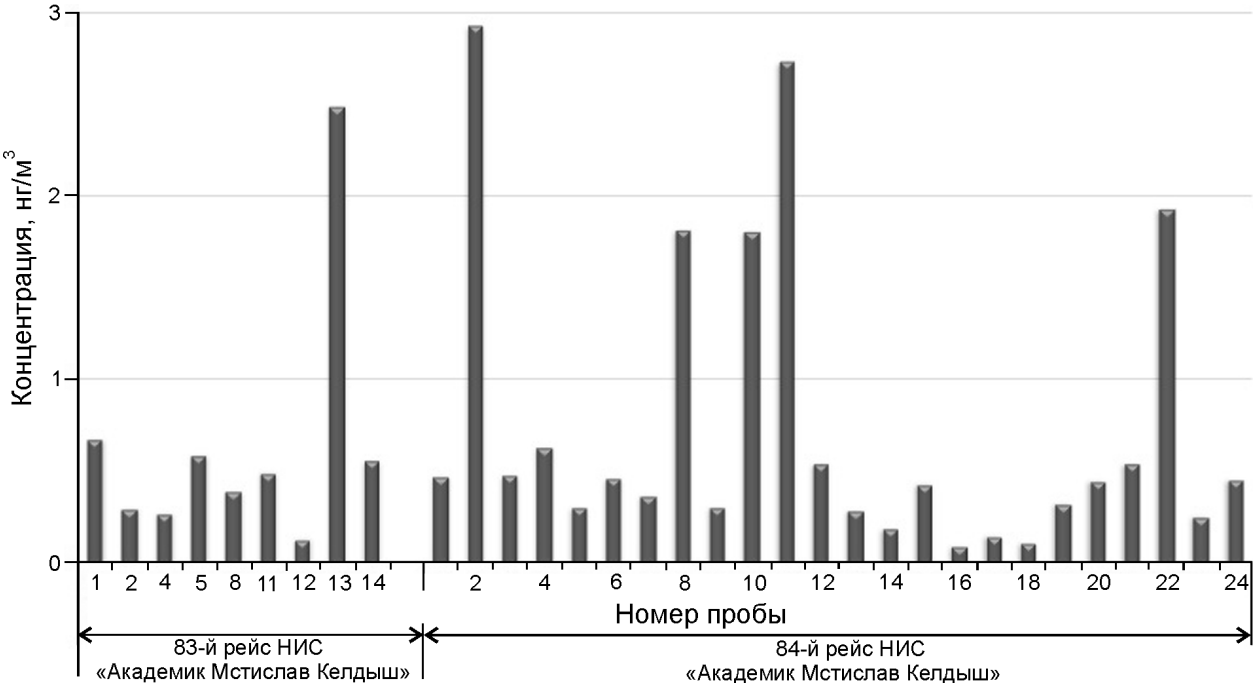



**Рис. 2.** Суммарные концентрации соединений полиароматических углеводородов в составе атмосферного аэрозоля, собранного в 83- и 84-м рейсах научно-исследовательского судна «Академик Мстислав Келдыш», нг/м$^3$

**Fig. 2.** The total concentrations of polyaromatic hydrocarbon compounds in atmospheric aerosol collected in the 83$^{rd}$ and 84$^{th}$ cruises of the Research Vessel «Akademik Mstislav Keldysh», ng/m$^3$

нафтен, флуорен, фенантрен, антрацен, флуорантен, пирен, ретен, бенз[a]антрацен, хризен, бенз[b]флуорантен, бенз[k]флуорантен, бенз[e]пирен, бенз[a]пирен, перилен, индено[1,2,3-c,d]пирен, бензо[g,h,i]перилен, дибенз[a,h]антрацен) экстракцию из фильтров проводили с помощью 30 мл н-гексана. ПАУ анализировали на хромато-масс-спектрометре с тройным квадратором Agilent Technologies 7890B GC System 7000C GC-MS (Agilent Scientific Instruments, Santa Clara, California, USA) и капиллярной колонкой OPTIMA®17 мс (30 м × 0,25 мм × 0,25 мкм). Предел определения ПАУ в аэрозоле составлял 0,002 нг/м$^3$, который оценивался на основе размаха сигнал/шум каждого пика ПАУ, равного 10 (Gorshkov et al., 2021).

В качестве исходной информации для расчёта обратных траекторий применяли данные из баз Национального управления океанических и атмосферных исследований США с сервера https://www.arl.noaa.gov/. Расчёты выполняли в программном обеспечении HYSPLIT (Hybrid Single Particle La-grangian Integrated Trajectory Model) (Stein et al., 2015).

## Результаты исследования и обсуждение

***Химический состав приводного атмосферного аэрозоля, собранного на втором этапе 83 рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш».*** Сумма концентраций ионов в составе аэрозоля, собранного в 83-м рейсе, изменялась от 3,8 до 20,5 мкг/м$^3$. Выделены четыре района исследований со средними суммами концентраций 3,9±0,3, 7,6±0,2, 15,4±4,7 и 15,2±2,1 мкг/м$^3$. На долю двух первых диапазонов приходится около 73% определений (среднее 5,4±1,9 мкг/м$^3$), выполненных над акваторией Карского моря. Аэрозоль с низкой концентрацией ионов в приводной атмосфере собран 21–22 июня (пробы № 1, 2) на маршруте от о. Колгуев до южной оконечности Новой Земли, а также 28–30 июня в районе северной оконечности архипелага (см. рис. 2, 8–10). В этот период прибрежная зона Новой Земли и практически весь район Новоземельской впадины были свободны ото льда, а вся центральная и южная части бассейна Карского моря покрыты сезонным льдом. В районе северной части архипелага наблюдался туман разной плотности. Аэрозоль

*Таблица 1.* **Средние концентрации ионов и их среднеквадратичные отклонения в составе аэрозоля (83-й рейс судна «Академик Мстислав Келдыш» 18 июня–8 июля 2021 г.)**

| Компонент | Средние концентрации ионов и их среднеквадратичные отклонения в составе аэрозоля, мкг/м$^3$ | | | |
|---|---|---|---|---|
| | 3,6–4,3 | 7,4–7,8 | 10,9–20,3 | 13,7–16,7 |
| $H^+$ | 0,011±0,001 | 0,016±0,003 | 0,028±0,010 | 0,020±0,001 |
| $Na^+$ | 0,36±0,05 | 1,26±0,09 | 2,81±1,69 | 3,42±0,55 |
| $NH_4^+$ | 1,25± 0,11 | 1,37±0,19 | 2,05± 0,71 | 1,37±0,07 |
| $K^+$ | 0,02±0,01 | 0,04±0,00 | 0,16±0,06 | 0,10±0,01 |
| $Mg^{2+}$ | 0,01±0,00 | 0,02±0,00 | 0,09±0,04 | 0,14±0,03 |
| $Ca^{2+}$ | 0,07±0,02 | 0,12±0,02 | 0,33±0,10 | 0,26±0,11 |
| $Cl^-$ | 1,88±0,14 | 4,11±0,20 | 8,04±2,66 | 8,30±1,70 |
| $NO_3^-$ | 0,11±,04 | 0,12±,02 | 0,17±,09 | 0,20±0,17 |
| $SO_4^{2-}$ | 0,18±0,06 | 0,54±0,09 | 0,86±0,66 | 1,21±0,00 |

со вторым диапазоном суммы ионов собран над глубоководной северной частью Карского моря в районе восточного отрога жёлоба Св. Анны (26–27 июня, пробы № 6, 7) и при прохождении судна в обратном направлении вдоль острова Северный Новой Земли (1 августа, проба № 11). Некоторому повышению концентраций примесей в атмосфере могли способствовать тепло- и влагообмен с атмосферой в условиях разрушения сезонного льда. Наблюдались выпадение атмосферных осадков в виде мокрого снега и мелкого дождя, а также повышенная влажность воздуха.

Высокие концентрации ионов определены в аэрозоле, отобранном 23–24 июня (15,2–20,3 мкг/м$^3$, пробы № 3, 4) и 25 июня в центральной части Карского моря (10,9 мкг/м$^3$, проба № 5). При отборе пробы 25 июня отмечено попадание выбросов из трубы судна на пробоотборное устройство, поэтому проба была исключена из дальнейшего рассмотрения. Пробы с повышенным суммарным содержанием ионов в аэрозоле собраны 3–4 июля при прохождении судна от Карских Ворот до п-ва Канина и по акватории северной части Белого моря (13,7–16,7 мкг/м$^3$) (см. рис. 2, 13–14) в условиях плотного тумана. Известно, что химический состав аэрозолей определяется их источником, а массовая концентрация – тем, откуда приходят воздушные массы в район измерений – с континента или с моря (Ивлев, 1982). В районе Белого моря анализ переноса воздушных масс свидетельствовал об их поступлении с Кольского полуострова. В табл. 1 показаны средние концентрации ионов в составе аэрозоля для каждого из диапазонов сумм концентраций ионов. Отметим чрезвычайную изменчивость концентраций отдельных ионов. Обращают на себя внимание высокие положительные коэффициенты асимметрии (> 0,5) и эксцесса распределения (> 1,0). Это показывает, что осреднять данные измерений следует геометрически.

Преобладающие ионы в составе аэрозоля во всех диапазонах концентраций – Na+, $NH^{4+}$ и $Cl^-$. Эквивалентное соотношение концентраций ионов показывает, что при низких концентрациях основная доля в формировании ионного состава аэрозоля принадлежала ионам $NH^{4+}$ (34%) и $Cl^-$ (45%). Долевое участие ионов $Na^+$ составляло около 8%. При возрастании суммарных концентраций ионов долевое соотношение концентраций отдельных ионов изменилось. Доля ионов $Na^+$ возросла до 10–19% в диапазоне 7,4–7,8 мкг/м$^3$ и до 28% в диапазоне 15,2±4,7 мкг/м$^3$, при этом доля ионов $NH^{4+}$ снизилась до 23–26 и 12–16% соответственно. При повышении суммарных концентраций ионов в их составе увеличивался вклад ионов $Ca^{2+}$ с 1,8 до 2,7% и $SO_4^{2-}$ – с 2,1 до 5,3%. Долевой вклад ионов $Cl^-$ был более 40% во всех диапазонах концентраций ионов. Для идентификации возможных источников примесей в атмосфере использовали известную формулу (Ивлев, 1982; Xu, Gao, 2014)

$$KO_i = [(C_i/Э)_{аэр}]/[(C_i/Э)_{мв}], \quad (1)$$

где $KO_i$ – коэффициент обогащения; $C_i$/Э – отношение концентрации *i*-го элемента и реперного элемента Э в аэрозолях (аэр.) и в веществе вероятного источника – морской воде (мв.); в качестве реперного элемента для ионов применяли Na (Millero, 2016).

Обогащение аэрозольного вещества ионами позволяет установить дополнительный вклад разных источников в формирование химического состава аэрозоля. Для периодов с низкими суммарными концентрациями ионов в аэрозоле расчёты отношений по формуле (1) показали повышенные значения КО аэрозоля ионами $Ca^{2+}$ (K = 4,0÷7,5). Соотношение концентраций ионов $Ca^{2+}$ и $SO_4^{2-}$ морского (ss) и неморского (nss) происхождения в аэрозоле, определённое по формулам (2) и (3), также указывает на значительную долю неморской составляющей в составе аэрозолей: 36–65% для ионов $SO_4^{2-}$ и 70–87% для ионов $Ca^{2+}$ (Keene et al., 1986):

$$nss{-}SO_4^{2-} = SO_4^{2-} - 0{,}06Na^+,$$
$$ss{-}SO_4^{2-} = SO_4^{2-} - nss{-}SO_4^{2-}, \quad (2)$$

$$nss{-}Ca^{2+} = Ca^{2+} - 0{,}02 \cdot Na^+,$$
$$ss{-}Ca^{2+} = Ca^{2+} - nss{-}Ca^{2+}, \quad (3)$$

где для расчётов применяли мольные концентрации.

Расчёт обогащения ионов в составе аэрозоля с высокими суммарными концентрациями ионов не выявил увеличения их коэффициентов. Соотношение концентраций ионов $Ca^{2+}$ и $SO_4^{2-}$ морского и неморского происхождения показало преобладание морской составляющей для ионов $SO_4^{2-}$ (64–100%). В происхождении ионов $Ca^{2+}$ отмечены как высокая морская (40–57%), так и континентальная (43–60%) составляющие. Исключение составила проба, отобранная 25 июня (проба № 5) в центральной части Карского моря. Доля неморского $Ca^{2+}$ в составе аэрозоля составила 85%, при отборе пробы, как уже отмечалось, было возможное попадание выбросов из трубы судна.

При сравнении результатов измерений 2021 г. с данными предыдущих исследований установлено, что ранее наблюдалась близость концентраций ионов в аэрозоле Карского моря с аналогичными данными в море Лаптевых и Северной Атлантике (Голобокова и др., 2020), однако данные 2021 г. показали рост суммарной концентраций ионов в 1,3–1,5 раза в районе северной оконечности архипелага Новая Земля и в 3,5–6,5 раз в глубоководной и центральной частях Карского моря. Предполагаемые причины этого – разрушение сезонного льда в акватории моря и увеличения вертикального и горизонтального обмена воздуха в результате интенсификации атмосферного переноса и турбулентного перемешивания в атмосфере. Измерения предыдущих лет вели в более поздние периоды (июль–сентябрь). Больше всего наблюдаемые изменения коснулись повышения концентраций ионов $NH_4^+$, $Ca^{2+}$, $Cl^-$, $NO_3^-$, $SO_4^{2-}$. Характерно, что концентрации ионов $Na^+$, $K^+$, $Mg^{2+}$ и $SO_4^{2-}$ в районе северной оконечности архипелага Новая Земля были ниже, чем средние для арктического района по маршрутам морских экспедиций 2018–2019 гг. (Голобокова и др., 2020). В целом же сравнение среднего значения суммарной концентрации ионов в составе аэрозоля – 5,4±1,9 мкг/м$^3$ – сопоставимо с результатами многолетних измерений (Шевченко и др., 2021).

Изменчивость концентраций микроэлементов в составе аэрозоля в атмосфере Карского моря содержит различающееся с ионным составом распределение. Повышенные концентрации микроэлементов определены (пробы № 6–11) преимущественно над глубоководным районом моря у северной части архипелага Новая Земля. Преобладающими микроэлементами с концентрациями в диапазоне 12–194 нг/м$^3$ в порядке возрастания концентраций были Cr, Zn, Al, Fe. Второй диапазон с концентрациями 1,3–6,0 нг/м$^3$ составили микроэлементы Mo, Sr, Ba, Mn, Sn, Ti, Pb, Cu, Ni. Концентрации других элементов изменялись в пределах 0,01–0,68 нг/м$^3$. Как и для ионов суммарная концентрация элементов в составе аэрозоля в 2021 г. была почти в 8 раз выше, чем средние для арктического района по маршрутам морских экспедиций 2018–2019 гг. (Голобокова и др., 2020).

Коэффициенты обогащения (КО) микроэлементов, рассчитанные по формуле (1), где в качестве реперного элемента применяли Al в составе морской воды (Millero, 2016), показали, что наиболее высокие КО определены для Sn (КО = 1340), входящего во вторую группу элементов по величине концентраций, и для Sb (КО = 1300), концентрация которого находится в диапазоне 0,01–0,68 нг/м$^3$. В группу микроэлементов с повышенными (> 10) в порядке возрастания КО вошли Tl, As, Ni, W, Cu, Cr, Cd, Pb, Zn, Mo. Для расчёта приоритетности микроэлементов в атмосфере Карского моря применяли количественную характеристику индекса загрязнения атмосферы (ИЗА) отдельной примесью,

*Таблица 2.* **Концентрации приоритетных микроэлементов и нормированные характеристики концентраций микроэлементов в составе аэрозоля (83-й рейс судна «Академик Мстислав Келдыш»)***

| Микроэлемент | Концентрация, нг/м$^3$ | ИЗА ($I_i$) отдельным микроэлементом | Вклад микроэлемента в общий уровень загрязнения атмосферы, % |
|---|---|---|---|
| Be | 0,04 | 0,0001 | 0,3 |
| Al | 112,67 | 0,0007 | 1,9 |
| Cr | 12,86 | 0,0003 | 0,8 |
| Mn | 3,64 | 0,0006 | 1,6 |
| Fe | 216,78 | 0,0308 | 82,6 |
| Co | 0,24 | 0,0001 | 0,3 |
| Ni | 6,50 | 0,0013 | 3,5 |
| Cu | 8,83 | 0,0014 | 3,8 |
| Zn | 29,91 | 0,0007 | 1,9 |
| Mo | 1,74 | 0,0001 | 0,3 |
| Sn | 4,52 | 0,0002 | 0,5 |
| Ba | 3,25 | 0,0001 | 0,3 |
| Pb | 4,67 | 0,0009 | 2,4 |
| КИЗА | 0,0373 << 1 | | |

*ИЗА ($I_i$) – индекс загрязнения атмосферы отдельным микроэлементом, КИЗА – комплексный индекс загрязнения атмосферы.

учитывающей класс опасности вещества (Экологический..., 2015):

$$ИЗА\ (I_i) = (C_i/ПДК_{сс})\beta_i,$$

где ИЗА ($I_i$) – индекс загрязнения атмосферы отдельной примесью; $C_i$ – концентрация микроэлемента в составе аэрозоля, собранного в 83-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш»; $ПДК_{сс}$ – предельно допустимая среднесуточная концентрация микроэлемента в воздухе населённых мест (Предельно..., 2019); $\beta_i$ – константа для различных классов опасности.

Проведён расчёт ранжирования микроэлементов по загрязнению атмосферы над Карским морем. Наибольший вклад в загрязнение атмосферы вносят 13 элементов, приоритетными из которых были Fe, Cu, Ni, Pb. Рассчитан комплексный индекс загрязнения атмосферы микроэлементами (КИЗА), равный сумме ИЗА ($I_i$) отдельными примесями. В соответствии с существующими методами оценки загрязнения атмосферы уровень загрязнения атмосферы микроэлементами над Карским морем оценивается как низкий (Предельно..., 2019). Данные расчётов приведены в табл. 2.

Проведён анализ проб аэрозоля для определения состава и концентраций полиароматических углеводородов. Из 21 определяемого соединения ПАУ идентифицированы 13: нафталин, 2-метилнафталин, 1-метилнафталин, аценафтилен, аценафтен, флуорен, фенантрен, антрацен, флуорантен, пирен, ретен, бенз(а)антрацен, хризен. Такие соединения, как бенз(b)флуорантен, бенз(k)флуорантен, бенз(e)пирен, бенз(a)пирен, перилен, индено(1,2,3-c,d)пирен, бензо(g,h,i) перилен, дибенз[a,h]антрацен определены на уровне шумов применяемого метода. Суммарное содержание ПАУ в аэрозоле изменялось в основном в пределах от 0,13 до 0,68 нг/м$^3$ при среднем значении 0,65 нг/м$^3$. Повышенные концентрации ПАУ в 83-м рейсе (0,58–0,68 нг/м$^3$) определены на начальном и конечном этапах маршрута судна, а также над глубоководной частью Карского моря в условиях разрушающегося льда. Максимальное значение до 2,5 нг/м$^3$ наблюдалось при прохождении судна от Карских Ворот до п-ва Канина (см. рис. 2).

В составе аэрозоля отмечено преобладание доли ПАУ с двумя и тремя бензольными кольцами, составляющей в среднем 92% общей суммы этих соединений в такой последовательности: нафталин (40%) > фенантрен (25%) > 2-метилнафталин (20%) > 1-метилнафталин (15%) > флуорантен (11%). Соединения ПАУ с двумя или тремя бензольными кольцами (нафталин, фенантрен и их гомологи) поступают от петрогенных источников, к которым относятся разливы нефтепродуктов, а также образуются при

*Таблица 3.* **Средние концентрации ионов и их статистические характеристики в составе аэрозоля (мкг/м$^3$) (84-й рейс судна «Академик Мстислав Келдыш» 24 июля–26 августа 2021 г.)**

| Показатель | Среднее | СКО | Минимальное | Максимальное | Асимметрия | Эксцесс |
|---|---|---|---|---|---|---|
| $H^+$ | 0,02 | 0,01 | < 0,01 | 0,05 | 0,3 | 0,3 |
| $Na^+$ | 0,66 | 0,57 | 0,21 | 2,63 | 2,2 | 5,1 |
| $NH_4^+$ | 0,66 | 0,17 | 0,45 | 1,00 | 0,4 | –1,0 |
| $K^+$ | 0,09 | 0,08 | 0,03 | 0,30 | 1,5 | 1,3 |
| $Mg^{2+}$ | 0,07 | 0,22 | 0,01 | 0,87 | 2,1 | 4,3 |
| $Ca^{2+}$ | 0,09 | 0,08 | 0,03 | 0,36 | 1,9 | 4,3 |
| $Cl^-$ | 2,65 | 1,21 | 1,51 | 7,02 | 2,1 | 5,7 |
| $NO_3^-$ | 0,12 | 0,08 | 0,06 | 0,39 | 2,0 | 4,8 |
| $SO_4^{2-}$ | 0,37 | 0,30 | 0,15 | 1,54 | 2,4 | 7,2 |

низких и умеренных температурах при процессах сжигания органического топлива или поступают в атмосферу при испарении нефтепродуктов (Morillo et al., 2007).

***Химический состав аэрозоля, собранного в 84-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш».*** В составе аэрозоля, собранного в этом рейсе, суммарная концентрация ионов изменялась в диапазоне от 3,0 до 12,4 мкг/м$^3$ (среднее 5,0±2,1 мкг/м$^3$). Несмотря на разброс данных, 96% значений суммарных концентраций ионов в аэрозоле лежат в пределах двух среднеквадратических отклонений. Это означает, что средние концентрации ионов в составе аэрозоля можно рассматривать как потенциально возможные для исследуемого региона. Повышенные суммарные концентрация ионов в атмосфере, равные 6,2–7,9 мкг/м$^3$, определены при выходе от Кольского полуострова в Баренцево море (см. рис. 2, 1–2), у границ Гренландского и Норвежского морей (проба № 6), а также у кромки льда в районе Северо-Восточной Земли (проба № 19). Наиболее высокое суммарное содержание ионов в составе аэрозоля зафиксировано 21–22 августа (12,4 мкг/м$^3$, проба № 21) при пересечении Баренцева моря от архипелага Шпицберген до Кольского полуострова в условиях встречного ветра до 10 м/с. 74% определений составили значения суммарных концентраций в пределах 3,0–5,8 мкг/м$^3$ (см. рис. 2, 3–5, 7–18, 20, 22). Наиболее низкие из них (3,0–3,7 мкг/м$^3$) определены в атмосфере глубоководной части Гренландского моря (пробы № 7, 9), пролива Фрама (проба № 14) и вокруг островов Западный Шпицберген (проба № 16), Эдж, Белый (проба № 18).

Как и в 83-м рейсе, в составе аэрозоля наблюдалась изменчивость концентраций отдельных ионов, на что указывают высокие положительные коэффициенты асимметрии и эксцесса распределения (табл. 3). В связи с этим использовано геометрическое осреднение результатов измерений. В составе аэрозоля, как и в предыдущем рейсе, преобладали концентрации ионов $Na^+$, $NH_4^+$ и $Cl^-$. Несмотря на низкие количественные характеристики ионов в аэрозоле, в период до 19 августа при следовании судна по Баренцеву морю, глубоководному Норвежско-Гренландскому бассейну и вокруг островов архипелага Шпицберген отмечалось обогащение аэрозоля ионами калия (КО = 1,8÷15,7). В эти же периоды отмечены повышенные коэффициенты обогащения аэрозоля ионами $SO_4^{2-}$ (КО = 1,5÷4,9). Во второй половине рейса – 14–23 августа – в аэрозоле повысились концентрации ионов $Mg^{2+}$ с 0,02–0,08 до 0,06–0,87 мкг/м$^3$. В этот период повысился вклад морской составляющей для ионов $SO_4^{2-}$ и $Ca^{2+}$. В пробах, собранных при пересечении Баренцева моря 21–22 августа, определены максимальные концентрации $Na^+$ и $Cl^-$ (см. табл. 3). Анализ переноса воздушных масс показывает на их преимущественное поступление из районов Северной Атлантики и Северного Ледовитого океана.

Сравнение ионного состав аэрозоля с аналогичными данными предыдущих лет исследований (2007, 2013, 2016–2018 гг.) указывает на наибольшую изменчивость состава ионов континентального и антропогенного происхождения – $NH_4^+$, $K^+$, $Ca^{2+}$, $NO_3^-$, $SO_4^{2-}$(Сакерин и др., 2018; Голобокова и др., 2020; Шевченко и др., 2021). Концентрации этих ионов в большой степени зависят от места и периода отбора проб. Состав ионов морского происхождения

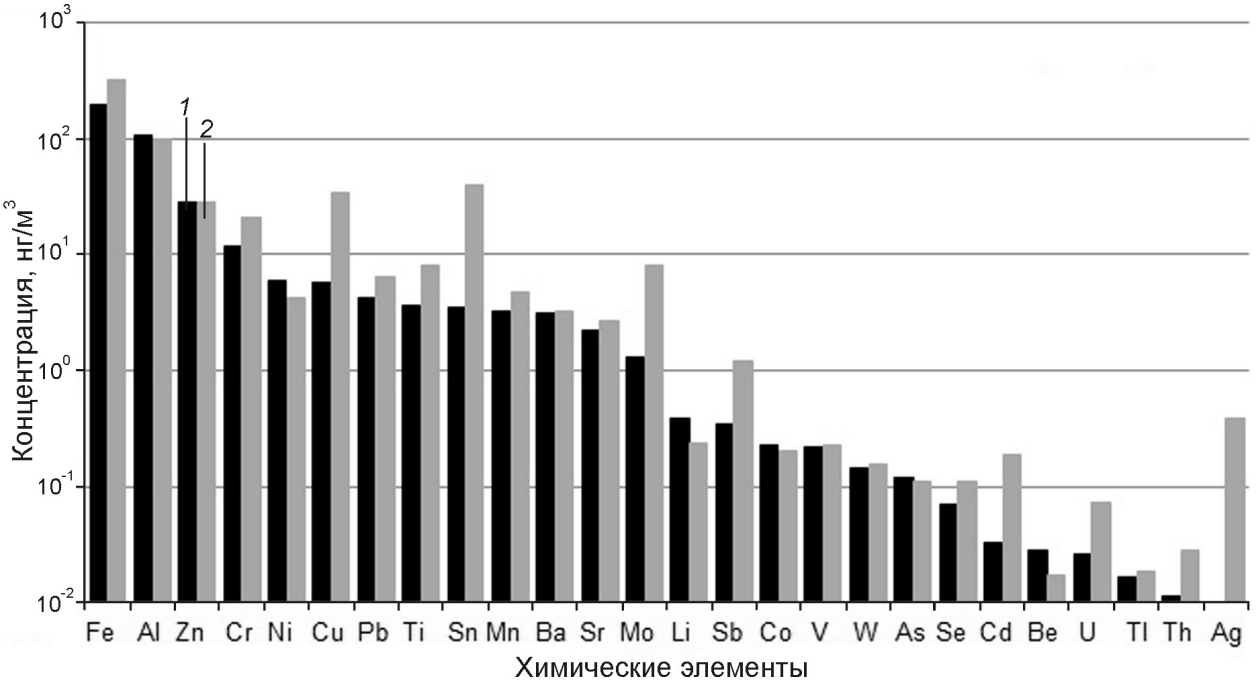



**Рис. 3.** Концентрации микроэлементов в составе атмосферного аэрозоля, собранного в 83- (*1*) и 84-м (*2*) рейсах научно-исследовательского судна «Академик Мстислав Келдыш», нг/м$^3$
**Fig. 3.** The concentrations of trace elements in atmospheric aerosol collected in the 83$^{rd}$ (*1*) and 84$^{th}$ (*2*) cruises of the Research Vessel «Akademik Mstislav Keldysh», ng/m$^3$

преимущественно стабилен. Средняя суммарная концентрация ионов в аэрозоле (5,0±2,1 мкг/м$^3$) близка по величине к аналогичному значению над Карским морем. Анализ результатов измерения концентраций микроэлементов в составе аэрозоля, полученных в 84-м рейсе и проведённый по той же методике, что применялась в предыдущем рейсе, показал следующее: ряд микроэлементов с высокими концентрациями (12–215 нг/м$^3$) в аэрозоле, полученный в 84-м рейсе, был более длинным – Cr, Cu, Zn, Sn, Fe, Al; число элементов с диапазоном концентраций более низкого порядка (1,0–5,7 нг/м$^3$) меньше – Sb, Sr, Mo, Ba, Ni, Mn, Pb, Ti. В целом же набор микроэлементов с концентрацией больше 1,0 нг/м$^3$ одинаков в аэрозоле обоих рейсов (рис. 3). Средняя суммарная концентрация микроэлементов составе аэрозоля, собранного в 84-м рейсе, была выше в 1,5 раза.

В этом материале более высокие концентрации микроэлементов антропогенного происхождения: Mn, Cu, Mo, Cd, Sn, Sb, причём концентрации Sb, Mo, Cu, Cd, Sn выше в 3,5–11,2 раз. Повышенные концентрации элементов содержались в аэрозоле, собранном у границ Гренландского и Норвежского морей (проба № 7), в условиях густого тумана у кромки льда в районе архипелага Шпицберген (проба № 11) и вблизи Кольского полуострова (пробы № 2–3, см. рис 2, 24). В районе Кольского полуострова более высокие концентрации элементов и коэффициенты обогащения аэрозольных проб прослеживалась и в 1993–1994 гг., это объяснялось поступлением в район исследований загрязнённых антропогенных выбросов с континента (Шевченко, 2006; 2021). В 2018 г. отмечалось, что повышенные концентрации микроэлементов (в 1,3–20 раз) наблюдались в составе аэрозоля в морях Европейского сектора Северного Ледовитого океана (Голобокова и др., 2020). В 2021 г. средняя концентрация Li, Be, Al, Co, Ni, Zn, As, V в 1,1–1,6 раз была выше в аэрозоле Карского моря (см. рис. 3). Характерно, что в число микроэлементов с повышенными КО (> 10) вошли те же компоненты, что и в наблюдениях 83-го рейса (по возрастанию: Tl, As, Ni, W, Cr, Cu, Zn, Pb, Cd, Mo, Sb, Sn). Результаты расчёта приоритетности микроэлементов в атмосфере Баренцева моря показаны в табл. 4. Наиболее приоритетными были элементы Fe,

*Таблица 4.* **Концентрации приоритетных микроэлементов и нормированные характеристики концентраций микроэлементов в составе аэрозоля (84-й рейс судна «Академик Мстислав Келдыш»)***

| Микроэлемент | Концентрация, нг/м$^3$ | ИЗА ($I_i$) отдельным микроэлементом | Вклад микроэлемента в общий уровень загрязнения атмосферы, % |
|---|---|---|---|
| Al | 97,3 | 0,0006 | 0,9 |
| Cr | 20,8 | 0,0007 | 1,1 |
| Mn | 4,66 | 0,0009 | 1,4 |
| Fe | 318 | 0,0455 | 69,2 |
| Co | 0,20 | 0,0001 | 0,1 |
| Ni | 4,20 | 0,0008 | 1,2 |
| Cu | 34,3 | 0,0125 | 19,0 |
| Zn | 28,6 | 0,0007 | 1,0 |
| Mo | 8,0 | 0,0004 | 0,6 |
| Sn | 39,5 | 0,0020 | 3,0 |
| Sb | 1,20 | 0,0001 | 0,1 |
| Ba | 3,29 | 0,0001 | 0,1 |
| Pb | 6,49 | 0,0015 | 2,2 |
| Al | 97,3 | 0,0006 | 0,9 |
| КИЗА | 0,0657 << 1 | | |

*ИЗА ($I_i$) – индекс загрязнения атмосферы отдельным микроэлементом, КИЗА – комплексный индекс загрязнения атмосферы.

Cu, Sn, Pb, уровень загрязнения атмосферы микроэлементами, как и над Карским морем, оценивается как низкий.

В пробах, собранных в атмосфере Баренцева моря и Норвежско-Гренландского бассейна суммарное содержание ПАУ изменялось от 0,09 до 2,93 нг/м$^3$ (при среднем значении 0,75 нг/м$^3$) (см. рис. 2). Повышенные концентрации характерны для проб № 8 (1 августа), № 10 (7–8 августа), № 11 (9 августа), № 22 (21–22 августа). Суммарная концентрация ПАУ, равная 1,82 нг/м$^3$, наблюдалась в аэрозоле, собранном 1 августа (проба № 7). Сумма ПАУ, равная 1,93 нг/м$^3$, зафиксирована 21–22 августа на заключительном этапе рейса. Максимальное значение до 2,93 нг/м$^3$ наблюдалось в пробе № 2 от 26 июля в период следования судна от Кольского полуострова в Баренцево море. Доля соединений ПАУ с двумя и тремя бензольными кольцами составила 80% суммы ПАУ в такой последовательности: фенантрен (40%) > нафталин (18%) > флуорантен (16%) > 2-метилнафталин (8%) > 1-метилнафталин (6%).

Обнаруженные концентрации суммы ПАУ в ходе рейсов 83 и 84 ниже летне-осенних значений 2018 г. для приводной атмосферы моря Лаптевых, Баренцева и Карского морей (0,57–7,75 нг/м$^3$, среднее значение 1,31 нг/м$^3$), при этом сравнимы с концентрациями ПАУ в воздухе Западной части Российской Арктики (пос. Баренцбург, архипелаг Шпицберген) – 0,36–1,7 нг/м$^3$ в сентябре–октябре 2017 г. (Голобокова и др., 2020).

## Заключение

Для оценки современного состояния воздушной среды в арктических природных комплексах во втором основном этапе 83-го и в 84-м рейсах научно-исследовательского судна «Академик Мстислав Келдыш» по маршрутам на северо-восток Карского моря в районе Баренцева моря и Норвежско-Гренландского бассейна, отобраны пробы атмосферного аэрозоля для исследования его химического состава (ионы, микроэлементы, ПАУ).

В результате исследований над акваторией Карского моря выделены зоны с различным суммарным содержанием ионов в составе аэрозоля: у южной и северной оконечностей архипелага Новая Земля – 3,9±0,3 мкг/м$^3$, в северном глубоководном и центральном районах Карского моря – 7,6±0,2 и 15,4±4,7 мкг/м$^3$ соответственно. Из выполненных определений около 73% (среднее 5,4±1,9 мкг/м$^3$) приходится на долю первых двух диапазонов. В аэрозоле Баренцева моря и Норвежско-Гренландского бассейна 96%

значений суммарных концентраций ионов находились в пределах двух среднеквадратических отклонений, в связи с чем их среднее значение 5,0±2,1 мкг/м$^3$ рассматривалось как потенциально возможное для исследуемого региона. Наиболее высокое суммарное содержание ионов, равное 12,4 мкг/м$^3$, определено при пересечении Баренцева моря от архипелага Шпицберген до Кольского полуострова, наиболее низкие концентрации (3,0–3,7 мкг/м$^3$) – в атмосфере над глубоководной частью Гренландского моря, проливом Фрама, вокруг островов Западный Шпицберген, Эдж и Белый. В составе аэрозоля в обоих районах исследования преобладали концентрации ионов $Na^+$, $NH_4^+$ и Cl. Средние суммарные концентрации ионов в аэрозоле, собранном и в 83-м, и в 84-м рейсах, находятся в близких диапазонах концентраций.

Средняя суммарная концентрация микроэлементов в составе аэрозоля Баренцева моря и Норвежско-Гренландского бассейна выше в 1,5 раза, чем в аэрозоле Карского моря. Отмечается схожесть набора микроэлементов с концентрацией больше 1,0 нг/м$^3$ – Cr, Zn, Al, Fe. Mo, Sr, Ba, Mn, Sn, Ti, Pb, Cu, Ni. В аэрозоле Карского моря средние концентрации микроэлементов Sb, Mo, Cu, Cd, Sn в 3,5–11,2 раза ниже, чем микроэлементов Li, Be, Al, V, Co, Ni, Zn, As, W и при этом в 1,1–1,6 раза выше, чем в аэрозоле Баренцева моря и Норвежско-Гренландского бассейна. Расчёт ранжирования микроэлементов по загрязнению атмосферы позволил выявить элементы, вносящие наибольший вклад в загрязнение атмосферы. Таковыми в атмосфере Карского моря были Fe, Cu, Ni, Pb, в атмосфере Баренцева моря – Fe, Cu, Sn, Pb. Уровень загрязнения атмосферы микроэлементами в обоих районах исследования оценивался как низкий.

В аэрозоле, собранном в 83-м рейсе, суммарная концентрация идентифицированных соединений ПАУ изменялась от 0,13 до 0,68 нг/м$^3$ при среднем значении 0,65 нг/м$^3$ и максимальным значении до 2,5 нг/м$^3$, которое наблюдалось в атмосфере от Карских Ворот до п-ва Канина. Средняя суммарная концентрация ПАУ в составе аэрозоля, собранного в 84-м рейсе, в 1,2 раза выше, чем в 83-м рейсе. Суммарное содержание ПАУ изменялось в более широком диапазоне – от 0,09 до 2,93 нг/м$^3$ при среднем значении 0,75 нг/м$^3$. Наиболее высокие суммы ПАУ определены вблизи Кольского полуострова. Соединения ПАУ с двумя и тремя бензольными кольцами (фенантрен, нафталин, флуорантен), образующиеся при низкотемпературных процессах сжигания органического топлива или поступающие в атмосферу при испарении нефтепродуктов, составили 92 и 80% общей суммы ПАУ соответственно.

Суммарная концентрация ионов и микроэлементов в составе аэрозоля Карского моря в 2021 г. выше, чем средние значения для арктического района по маршрутам морских экспедиций 2018–2019 гг. Средняя суммарная концентрация ионов, равная 5,4±1,9 мкг/м$^3$, сопоставима со средними многолетними данными (2007–2016 гг.). Сравнение ионного состава аэрозоля Баренцева моря и Норвежско-Гренландского бассейна с аналогичными данными предыдущих лет указывает на большую изменчивость состава ионов континентального и антропогенного происхождения – $NH_4^+$, $K^+$, $Ca^{2+}$, $NO_3^-$, $SO_4^{2-}$. Состав ионов морского происхождения преимущественно стабилен. В морях Европейского сектора Северного Ледовитого океана концентрации микроэлементов выше. Концентрации суммы ПАУ в ходе рейсов 83- и 84-го рейсов были ниже, чем в арктическом районе по маршрутам летне-осенних экспедиций 2018–2019 гг.

**Благодарности.** Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РНФ № 21–77–20025 «Атмосферный аэрозоль в высокоширотных районах Мирового океана: физико-химический состав, географическое распределение, основные источники и факторы изменчивости». Авторы благодарны экипажу научно-исследовательского судна «Академик Мстислав Келдыш» за помощь при выполнении экспедиционных работ. За предоставленную возможность провести траекторный анализ, пользуясь моделью HYSPLIT, авторы признательны сотрудникам Лаборатории воздушных ресурсов Американской национальной администрации по исследованию океана и атмосферы (NOAA).

**Acknowledgments.** This study was supported by the project of the Russian Science Foundation (RSF) № 21–77–20025 «Atmospheric aerosol in high-latitude regions of the World Ocean: physicochemical composition, geographic distribution, main sources and variability factors». The authors are grateful to the crew of the research vessel «Akademik Mstislav

Keldysh» for help in execution of the expedition work. The authors are grateful to the stuff of the Air Resources Laboratory of the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) for providing an opportunity to perform the trajectory analysis using the HYSPLIT model.

## Литература

*Гинзбург А.С., Губанова Д.П., Минашкин В.М.* Влияние естественных и антропогенных аэрозолей на глобальный и региональный климат // Российский химический журнал. 2008. Т. 52. № 5. С. 112–119.

*Голобокова Л.П., Ходжер Т.В., Изосимова О.Н., Зенкова П.Н., Почуфаров А.О., Хуриганова О.И., Онищук Н.А., Маринайте И.И., Полькин В.В., Радионов В.Ф., Сакерин С.М., Лисицын А.П., Шевченко В.П.* Химический состав атмосферного аэрозоля в арктическом районе по маршрутам морских экспедиций 2018-2019 гг. // Оптика атмосферы и океана. 2020. Т. 33. № 6. С. 421–429. doi: 10.15372/AOO20200601.

*Голобокова Л.П., Ходжер Т.В., Чернов Д.Г., Сидорова О.Р., Хуриганова О.И., Онищук Н.А., Жученко Н.А., Маринайте И.И.* Химический состав приземного атмосферного аэрозоля в Баренцбурге архипелаг Шпицберген) по результатам многолетних исследований // Лёд и Снег. 2020 а. Т. 60. № 1. С. 85–97. doi: 10.31857/S2076673420010025.

*Ивлев Л.С.* Химический состав и структура атмосферных аэрозолей. Л.: Изд-во ЛГУ, 1982. 368 с.

*Кравчишина М.Д., Клювиткин А.А., Володин В.Д., Глуховец Д.И., Дубинина Е.О., Круглинский И.А., Кудрявцева Е.А., Матуль А.Г., Новичкова Е.А., Политова Н.В., Саввичев А.С., Силкин В.А., Стародымова Д.П.* Системные исследования осадкообразования в Европейской Арктике в 84-м рейсе научно-исследовательского судна «Академик Мстислав Келдыш» // Океанология. 2022. Т. 62. № 4. С. 660–663. doi: 10.31857/S0030157422040062.

*Мелешко В.П., Катцов В.М., Мирвис В.М., Байдин А.В., Павлова Т.В., Говоркова В.А.* Существует ли связь между сокращением морского льда в Арктике и ростом повторяемости аномально холодных зим в Евразии и Северной Америке? Синтез современных исследований // Метеорология и гидрология. 2018. № 43. С. 743–755. doi: 10.3103/S1068373918110055.

*Надубович Ю.А.* Поляризационные эффекты во время вспышек оптического излучения, лучистых форм сияний и сумерек // Физические явления в атмосфере высоких широт. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1977. С. 40–49.

Предельно допустимые концентрации (ПДК) загрязняющих веществ в атмосферном воздухе городских и сельских поселений: Гигиенические нормативы, с изменениями, утв. постановлени-

## References

*Ginzburg A.S, Gubanova D.P, Minashkin V.M.* Influence of natural and anthropogenic aerosols on the global and regional climate. *Rossiyskiy khimicheskiy zhurnal*. Russian Chemical Journ. 2008, 52 (5): 112–119. [In Russian].

*Golobokova L.P., Khodzher T.V., Izosimova O.N., Zenkova P.N., Pochyufarov A.O., Khuriganova O.I., Onischuk N.A., Marinaite I.I., Pol'kin V.V., Radionov V.F., Sakerin S.M., Lisitsin A.P., Shevchenko V.P.* Chemical composition of atmospheric aerosol in the Arctic region along the routes of the research cruises in 2018-2019. *Optika Atmosfery i Okeana*. Atmospheric and Oceanic Optics. 2020, 33 (06): 421–429. doi: 10.15372/AOO20200601 [In Russian].

*Golobokova L.P., Khodzher T.V., Chernov D.G., Sidorova O.R., Khuriganova O.I., Onischuk N.A., Zhuchenko N.A., Marinaite I.I.* Chemical composition of the near–surface atmospheric aerosol in Barentsburg (Svalbard) based on the long-term observations. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2020, 60 (1): 85–97. doi: 10.31857/S2076673420010025. [In Russian].

*Ivlev L.S. Khimicheskiy sostav i struktura atmosfernykh aerozoley*. Chemical composition and structure of atmospheric aerosols. Leningrad: Leningrad University Press. 1982: 368 p.

*Kravchishina M. D., Klyuvitkin A.A., Volodin V.D., Glukhovets D.I., Dubinina E.O., Kruglinskii I.A., Kudryavtseva E.A., Matul A.G., Novichkova E.A., Politova N.V., Savvichev A.S., Silkin V.A., Starodymova D.P.* Systems Research of Sedimentation in the European Arctic in the 84th Cruise of the Research Vessel Akademik Mstislav Keldysh . *Okeanologiya*. Oceanology. 2022, 62 (4): 660–663. doi: 10.31857/S0030157422040062. [In Russian].

*Meleshko V.P., Kattsov V.M., Mirvis V.M., Baidin A.V., Pavlova T.V., Govorkova V.A.* Is there a link between Arctic Sea ice loss and increasing frequency of extremely cold winters in Eurasia and North America? Synthesis of current research. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 2018, 43: 743–755. doi: 10.3103/S1068373918110055. [In Russian].

*Nadubovich Yu.A.* Polarization effects during flashes of optical radiation, radiant aurora forms and twilight. *Phizicheskie yavleniya v atmosphere bysokih shirot.* Physical phenomena in the atmosphere of high latitudes. Yakutsk: USSR Academy of Sciences, 1977: 40–49. [In Russian].

*Predel'no dopustimyye kontsentratsii (PDK) zagryaznyayushchikh veshchestv v atmosfernom vozdukhe gorodskikh i sel'skikh poseleniy: Gigiyenicheskiye normativy, s izmeneniyami, utverzhdennyye postanovleniyem glavnogo gosudarstvennogo sanitarnogo vracha Rossiyskoy Federatsii 31.05.2018.* Maximum permissible concentrations (MPC) of pollutants in the atmospheric air of urban and rural settlements:

ем Главного государственного санитарного врача Российской Федерации 31.05.2018 № 37. М.: Федеральный центр гигиены и эпидемиологии Роспотребнадзора, 2019. 55 с.

*Русина Е.Н., Радионов В.Ф.* Оценка «доиндустриальной» оптической толщины атмосферы при полярной дымке в Арктике и современного вклада антропогенных выбросов // Метеорология и гидрология. 2002. № 5. С. 35–39.

*Сакерин С.М., Голобокова Л.П., Кабанов Д.М., Козлов В.С., Полькин В.В., Радионов В.Ф., Чернов Д.Г.* Сравнение средних характеристик аэрозоля в соседних арктических районах // Оптика атмосферы и океана. 2018. Т. 31. № 08. С. 640–646. doi: 10.15372/AOO20180807.

*Семенов В.А., Мартин Т., Беренс Л.К., Латиф М., Астафьева Е.С.* Изменения площади арктических морских льдов в ансамблях климатических моделей CMIP3 и CMIP5 // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 1. С. 77–107. doi: 10.15356/2076-6734-2017-1-77-107.

*Флинт М.В., Поярков С.Г., Римский–Корсаков Н.А., Мирошников А.Ю.* Экосистемы морей Сибирской Арктики – 2021: Экосистема Карского моря в период схода сезонного льда 83-й рейс научно-исследовательского судна «Академик Мстислав Келдыш») // Океанология. 2022. Т. 62. № 1. С. 158–161. doi: 10.31857/S0030157422010051.

*Шевченко В.П.* Влияние аэрозолей на среду и морское осадконакопление в Арктике. М.: Наука, 2006. 226 с.

*Шевченко В.П., Голобокова Л.П., Сакерин С.М., Лисицын А.П., Кабанов Д.М., Новигатский А.Н., Панченко М.В., Политова Н.В., Полькин В.В., Поповичева О.Б., Ходжер Т.В.* Рассеянное осадочное вещество атмосферы над Баренцевым морем // Система Баренцева моря / Ред. А.П. Лисицын. М.: Изд-во ГЕОС. 2021. С. 127–142.

*Шевченко В.П., Лисицын А.П., Виноградова А.А., Серова В.В., Штайн Р.* Потоки аэрозолей на поверхность Северного Ледовитого океана и их роль в осадконакоплении и в формировании природной среды Арктики // Опыт системных океанологических исследований в Арктике. М.: Научный мир, 2001. С. 385–393.

Экологический мониторинг: Методические указания к самостоятельной работе студентов по направлению «Техносферная безопасность» (20.03.01). / Составители: Г.В. Маврин, Р.М. Падемирова, Д.А. Харлямов. Набережные Челны: изд. ИНЭКА, 2015. 61 с.

*Barrie L.A., Fisher D., Koerner R.M.* Twentieth century trends in Arctic air pollution revealed by conductivity and acidity observations in show and ice in the Canadian high Arctic // Atmospheric Environment. 1985. V. 19. P. 2055–2063.

*Bond, T.C., Doherty S.J., Fahey D.W., Forster P.M., Berntsen T., DeAngelo B.J., Flanner M.G., Ghan S., Kärcher B., Koch D., Kinne S., Kondo Y., Quinn P.K., Sarofim M.C., Schultz M.G., Schulz M., Venkataraman C., Zhang H., Zhang S., Bellouin N., Guttikunda S.K., Hopke P.K., Jacobson M.Z.,* Hygienic standards, as amended, approved by Decree of the Chief State Sanitary Doctor of the Russian Federation 31.05.2018 № 37. Moscow: Federal Center for Hygiene and Epidemiology of Rospotrebnadzor. 2019: 55 p.

*Rusina E.N., Radionov V.F.* Estimation of "preindustrial" optical depth of the atmosphere in a polar haze in the Arctic and recent contribution of anthropogenic emissions. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 2002, 5: 35–39. [In Russian].

*Sakerin S.M., Golobokova L.P., Kabanov D.M., Kozlov V.S., Pol'kin V.V., Radionov V.F., Chernov D.G.* Comparison of Average Aerosol Characteristics in Neighboring Arctic Regions. *Optika Atmosfery i Okeana*. Atmospheric and Oceanic Optics. 2018, 31 (8): 640–646. doi: 10.1134/S1024856019010147. [In Russian].

*Semenov V.A., Martin T., Behrens L.K., Latif M., Astafieva E.S.* Arctic sea ice area changes in CMIP3 and CMIP5 climate models' ensembles. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2017, 57 (1): 77–107. doi: 10.15356/2076-6734-2017-1-77-107. [In Russian].

*Flint M.V., Poyarkov S.G., Rimsky-Korsakov N.A., Miroshnikov A.Yu.* Ecosystems of Siberian Arctic Seas – 2021: Ecosystem of the Kara Sea in a Period of Seasonal Ice Melting (83 Cruise of Research Vessel «Akademik Mstislav Keldysh». *Okeanologiya.* Oceanology. 2022, 62 (1): 158–161. doi: 10.31857/S0030157422010051. [In Russian].

*Shevchenko V.P. Vliyaniye aerozoley na okruzhayushchuyu sredu i morskoye osadkonakopleniye v Arktike*. The influence of aerosols on the oceanic sedimentation and environmental conditions in the Arctic. Moscow: Nauka, 2006: 226 p. [In Russian].

*Shevchenko V.P., Golobokova L.P., Sakerin S.M., Lisitsyn A.P., Kabanov D.M., Novigatsky A.N., Panchenko M.V., Politova N.V., Polkin V.V., Popovicheva O.B., Khodzher T.V.* Scattered sedimentation over the Barents Sea. Sistema Barentseva moray. Barents Sea System. Edited by A.P. Lisitsyn. Moscow: GEOS, 2021: 127–142. [In Russian].

*Shevchenko V.P., Lisitsyn A.P., Vinogradova A.A., Serova V.V., Stein R.* Aerosol fluxes on the surface of the Arctic Ocean and their role in sedimentation and in the formation of the natural environment of the Arctic. *Opyt sistemnykh okeanologicheskikh issledovaniy v Arktike.* Experience of systematic oceanological research in the Arctic. Moscow: Scientific world, 2001: 385–393. [In Russian].

*Ekologicheskiy monitoring: Metodicheskiye ukazaniya k samostoyatel'noy rabote studentov po napravleniyu «Tekhnosfernaya bezopasnost'» (20.03.01).* Environmental monitoring: Methodological instructions for students' independent work in the field of «Technosphere safety». Compiled by: G.V. Mavrin, R.M. Pademirova, D.A. Kharlyamov. Naberezhnye Chelny: INEKA, 2015: 61 p. [In Russian].

*Barrie L.A., Fisher D., Koerner R.M.* Twentieth century trends in Arctic air pollution revealed by conductivity and acidity observations in show and ice in the Canadian high Arctic. Atmospheric Environment. 1985, 19: 2055–2063.

*Bond T. C., Doherty S.J., Fahey D.W., Forster P.M., Berntsen T., DeAngelo B.J., Flanner M.G., Ghan S., Kärcher B., Koch D., Kinne S., Kondo Y., Quinn P.K., Sarofim M.C., Schultz*

*Kaiser J.W., Klimont Z., Lohmann U., Schwarz J.P., Shindell D., Storelvmo T., Warren S.G., Zender C.S.* Bounding the role of black carbon in the climate system: A scientific assessment // Journ. of Geophys. Research: Atmosphere. 2013. V. 118. P. 5380–5552. doi: 10.1002/jgrd.5017.

*Davidson C.I., Harrington J.R., Stephenson M.J., Monaghan M.C., Pudykiewicz J., Schell W.R.* Radioactive cesium from the Chernobyl accident in the Greenland Ice Sheet // Science. 1987. V. 237. I. 4815. P. 633–634. doi: 10.1126/science.3603043.

*Gorshkov A.G., Izosimova O.N., Kustova O.V., Marinaite I.I., Galachyants Y.P., Sinyukovich V.N., Khodzher T.V.* Wildfires as a Source of PAHs in Surface Waters of Background Areas (Lake Baikal, Russia) // Water. 2021. V. 13. 2636. P. 1–16. doi: 10.3390/w13192636.

Group of Experts on Climate Change Impacts and Adaptation for Transport Networks and Nodes Seventeenth session (Geneva). 2015 // Электронный ресурс. https://unece.org/7th-session-22 Дата обращения: 20.05.2022.

*Heintzenberg J., Hansson H.C., Lannefors H.* The chemical composition of arctic haze at Ny-Alesund, Spitsbergen // Tellus. 1981. V. 33. P. 162–171.

*Humpert M.* IMO Moves Forward with Ban of Arctic HFO But Exempts Some Vessels Until 2029. 2020 // Электронный ресурс. https://www.highnorthnews.com/en/imo-moves-forward-ban-arctic-hfo-exempts-some-vessels-until-2029. Дата обращения: 20.05.2022.

*Keene W.C., Pszenny A.A.P., Galloway J.N., Hawley M.E.* Sea-salt corrections and interpretation of constitutent ratios in marine precipitation // Journ. of Geophys. Research. 1986. V. 91 № D6. P. 6647–6658.

*Millero F.J.* Chemical Oceanography. 4th ed. Boca Raton: CRC Press. Florida. 2016. 591 p.

*Morillo E., Romero A.S, Maqueda C., Madrid L., Ajmone-Marsan F., Grcman H., Davidson C.M., Hursthouse A.S., Villaverde J.* Soil pollution by PAHs in urban soils: a comparison of three European cities // Journ. of Environ. Monit. Assess. 2007. V. 9. № 9. P. 1001–1008. doi: 10.1039/b705955hSEARCH SSC.

*Shaw G.E.* The Arctic haze phenomenon // Bull. Amer. Meteorol. Society. 1995. V. 76. № 12. P. 2403–2414.

*Stein A.F., Draxler R.R., Rolph G.D., Stunder B.J.B., Cohen M.D., Ngan F.* NOAA's HYSPLIT atmospheric transport and dispersion modeling system // Bull. Amer. Meteorol Society. 2015. V. 96. P. 2059–2077. doi: 10.1175/BAMS-D-14-00110.1.

*Wei L., Mosley-Thompson E., Gabrielli P., Thompson L.G., Barbante C.* Synchronous deposition of volcanic ash and sulfate aerosols over Greenland in 1783 from the Laki eruption (Iceland) // Geophys. Research Letters. 2008. V. 35. L16501. doi: 10.1029/2008GL035117.

*Xu G., Gao Y.* Atmospheric trace elements in aerosols observed over the Southern Ocean and coastal East Antarctica // Polar Research. 2014. V. 33. 23973 p. doi: 10.3402/polar.v33.23973.

*M. G., Schulz M., Venkataraman C., Zhang H., Zhang S., Bellouin N., Guttikunda S.K., Hopke P.K., Jacobson M.Z., Kaiser J.W., Klimont Z., Lohmann U., Schwarz J.P., Shindell D., Storelvmo T., Warren S.G., Zender C.S.* Bounding the role of black carbon in the climate system: A scientific assessment. Journ. of Geophys. Research: Atmosphere. 2013, 118: 5380–5552. doi: 10.1002/jgrd.5017.

*Davidson C.I., Harrington J. R., Stephenson M.J., Monaghan M.C., Pudykiewicz J., Schell W.R.* Radioactive Cesium from the Chernobyl Accident in the Greenland Ice Sheet. Science. 1987, 237 (4815): 633–634. doi: 10.1126/science.3603043.

*Gorshkov A.G., Izosimova O.N., Kustova O.V., Marinaite I.I., Galachyants Y.P., Sinyukovich V.N., Khodzher T.V.* Wildfires as a source of PAHs in surface waters of background areas (Lake Baikal, Russia). Water. 2021, 13 (2636): 1–16. doi: 10.3390/w13192636.

Group of Experts on Climate Change Impacts and Adaptation for Transport Networks and Nodes Seventeenth session (Geneva). 2015. https://unece.org/7th-session-22. (Last access: 20 May 2022).

*Heintzenberg J., Hansson H.C., Lannefors H.* The chemical composition of arctic haze at Ny-Alesund, Spitsbergen. Tellus. 1981, 33 (2): 162–171. doi: 10.3402/tellusa.v33i2.10705.

*Humpert M.* The IMO agreed on a draft regulation which would phase out the use and carriage of HFO in the Arctic starting in 2024. Environmental groups criticize loopholes which delay the ban until 2029 for Arctic-flagged vessels. 2020. https://www.highnorthnews.com/en/imo-moves-forward-ban-arctic-hfo-exempts-some-vessels-until-2029 (last access: 20 May 2022).

*Keene W.C., Pszenny A.A.P., Gallowa, J.N., Hawley M.E.* Sea-salt corrections and interpretation of constitutent ratios in marine precipitation. Journ. of Geophys. Research. 1986, 91 (D6): 6647–6658.

*Millero F.J.,* Chemical Oceanography. 4th ed. Boca Raton: CRC Press. Florida. 2016: 591 p.

*Morillo E., Romero A.S, Maqueda C., Madrid L., Ajmone–Marsan F., Grcman H., Davidson C.M., Hursthouse A.S., Villaverde J.* Soil pollution by PAHs in urban soils: a comparison of three European cities. Journ. of Environ. Monit. Assess. 2007, 9: 1001–1008. doi: 10.1039/b705955h.

*Shaw G.E.* The Arctic haze phenomenon. Bull. Amer Meteorol Soc. 1995, 76 (12): 2403–2414.

*Stein A.F., Draxler R.R., Rolph G.D., Stunder B.J.B., Cohen M.D., Ngan F.* NOAA's HYSPLIT atmospheric transport and dispersion modeling system. Bull Amer. Meteorol. Society. 2015, 96: 2059–2077. doi: 10.1175/BAMS-D-14-00110.1.

*Wei L., Mosley–Thompson E., Gabrielli P., Thompson L.G., Barbante C.* Synchronous deposition of volcanic ash and sulfate aerosols over Greenland in 1783 from the Laki eruption (Iceland). Geophys. Research Letters. 2008, 35: L16501. doi: 10.1029/2008GL035117.

*Xu G., Gao Y.* Atmospheric trace elements in aerosols observed over the Southern Ocean and coastal East Antarctica. Polar Res. 2014, 33: 23973. doi: 10.3402/polarv.33.23973.

# Прикладные проблемы

УДК 551.32 DOI: 10.31857/S2076673422040156, EDN: MIOLRA

## Состояние взлётно-посадочной полосы станции Новолазаревская (Восточная Антарктида) и оценка безопасности её эксплуатации по данным исследований 2021 г.

© 2022 г. С.В. Попов[1,2*], М.П. Кашкевич[2], А.С. Боронина[3,2]

[1]Полярная морская геологоразведочная экспедиция, Санкт-Петербург, Россия;
[2]Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия;
[3]Государственный гидрологический институт, Санкт-Петербург, Россия
[*]spopov67@yandex.ru

## The condition of the runway at Novolazarevskaya Station (East Antarctica) and the safety assessment of its use based on the 2021 research data

S.V. Popov[1,2*], M.P. Kashkevich[2], A.S. Boronina[2,3]

[1]Polar Marine Geosurvey Expedition, St. Petersburg, Russia;
[2]Saint-Petersburg State University, St. Petersburg, Russia;
[3]State Hydrological Institute, St. Petersburg, Russia
[*]spopov67@yandex.ru

*Received April 21, 2022 / Revised June 16, 2022 / Accepted October 7, 2022*

**Keywords:** ***ice crevasses, hazardous glaciological processes, airfield, flight safety, GPR profiling, Novo Runway, East Antarctica.***

**Summary**

Airbase Novo Runway has the status of the largest transport hub in the northern part of Antarctica, which can land large airlifter on wheeled chassis. However, the unsteady flow of the glacier leads both to the formation of hazardous glacial crevasses and changes the configuration of the runway. The purpose of this study was to investigation the state of the Novo Runway and to identify the degree of uneven flow of the glacier in this area. The article shows the results of research carried out from late October to mid-December 2021. Field work included GPR profiling, tacheometric survey, mechanical drilling, and downhole thermometry. The tacheometric survey was carried out at the beginning and at the end of the field work (in 42 days) to determine the displacements of pickets fixed on the glacier and then to calculate the glacier deformation rates. The results of the studies showed that there are no open crevasses in this area, which pose a danger to aircraft. There are non-hazardous healed crevasses at the beginning and end of the runway. At the same time, GPR data indicate that in the central part of the runway (at the distances from 1720 meters to 2240 meters from its beginning), there is a zone of junction of glacial flows. This zone is traced on parallel profiles for more than one kilometer. Calculation results indicate that the strain rates in this area in the transverse direction (across the runway) reaches –0.183 year$^{-1}$. This corresponds to deformations (compressions) of more than 1.4 meters over 42 days of observations in absolute terms. Although these values significantly exceed the threshold values, there were no open crevasses in the glacier. It can be assumed that relatively recently the glacier flowed more slowly than now. This research should be continued to draw broader conclusions about the dynamics of the glacier in the area of the Novo Runway.

**Citation:** Popov S.V., Kashkevich M.P., Boronina A.S. The condition of the runway at Novolazarevskaya Station (East Antarctica) and the safety assessment of its use based on the 2021 research data. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2022, 62 (4): 621–636 [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673422040156, edn: miolra

*Поступила 21 апреля 2022 г. / После доработки 16 июня 2022 г. / Принята к печати 7 октября 2022 г.*

**Ключевые слова:** ***трещины, опасные гляциологические явления, взлётно-посадочная полоса, безопасность полётов, георадарное профилирование, Новолазаревская, Восточная Антарктида.***

Рассмотрены результаты комплексных инженерных изысканий, выполненных на посадочной площадке станции Новолазаревская в сезон 2021/22 г. Установлено, что в центральной части взлётно-посадочной полосы наблюдается сочленение двух ледовых потоков. Абсолютные скорости деформаций ледника на этом участке достигают –0,183 год$^{-1}$, что существенно превышает пороговые значения, однако открытых трещин в леднике не наблюдалось.

## Введение

Авиационное сообщение играет важную, а иногда и определяющую роль в обеспечении полярных станций, полевых баз и выносных геологических лагерей не только для нашей страны, но и всего международного антарктического сообщества. В настоящее время в Антарктиде насчитывается более 50 посадочных площадок, которые принадлежат более чем 20 государствам (Поляков и др., 2015). Здесь следует обратиться к формальной авиационной терминологии. Статьей 40 Воздушного кодекса Российской Федерации № 60-ФЗ от 19.03.1997 г., принятого Государственной Думой и одобренного Советом Федераций с последующими изменениями и дополнениями, а также Федеральными авиационными правилами «Требования, предъявляемые к аэродромам, предназначенным для взлета, посадки, руления и стоянки гражданских воздушных судов», утверждёнными приказом Минтранса России от 25.08. 2015 г. № 262, введена следующая терминология: *взлётно-посадочная полоса (ВПП)* – определённый прямоугольный участок сухопутного аэродрома, подготовленный для посадки и взлёта воздушных судов; *посадочная площадка* – участок земли, льда, поверхности сооружения, в том числе поверхности плавучего сооружения, либо акватория, предназначенные для взлёта, посадки или для взлёта, посадки, руления и стоянки воздушных судов; *аэродром* – участок земли или акватория с расположенными на нём зданиями, сооружениями и оборудованием, предназначенный для взлёта, посадки, руления и стоянки воздушных судов; *перрон* – определённая площадь сухопутного аэродрома, предназначенная для размещения воздушных судов в целях посадки или высадки пассажиров, погрузки или выгрузки почты или грузов, заправки, стоянки или технического обслуживания ВПП. У Российской Федерации есть десять зимовочных станций и полевых баз, которые активно действуют или периодически посещаются. Среди них – круглогодичные зимовочные станции Мирный, Восток, Новолазаревская, Беллинсгаузен и Прогресс, а также действующие полевые базы – Ленинградская, Русская, Молодёжная и Оазис Бангера. При этом сезонная база Русская в соответствии со «Стратегией развития деятельности Российской Федерации в Антарктике до 2030 года», утверждённой распоряжением Правительства РФ № 2143-р от 21.08.2020 г., в скором времени должна перейти в разряд зимовочных станций. Все перечисленные объекты Российской антарктической экспедиции (РАЭ), за исключением Русской и Ленинградской, имеют ВПП.

Наряду с этим, посадочная площадка станции Новолазаревская (Novo Runway) имеет особое значение. Её строительство организовано в соответствии с приказами Министерства гражданской авиации и Госкомгидромета для обеспечения перелёта тяжёлых самолётов на колёсном шасси непосредственно с территории нашей страны в Антарктиду. При поиске места для расположения ВПП применялся опыт многолетних исследований и экспериментальных работ сотрудников НИИ «Ленаэропроект» по созданию ВПП на станции Молодёжная (Саватюгин, Преображенская, 2000). Ледовая ВПП в районе станции Новолазаревская была введена в эксплуатацию и занесена в реестр российских аэродромов в декабре 1981 г. (Ice runway..., 2001). Она интенсивно эксплуатировалась вплоть до ноября 1991 г., но в дальнейшем полёты пришлось вынужденно приостановить из-за недостатка финансирования. С 2001 г. посадочная площадка станции Новолазаревская обеспечивает межконтинентальную воздушную связь между г. Кейптаун и пунктами назначений в пределах Земли Королевы Мод и носит статус крупнейшего транспортного узла в северной части материка (Лукин, 2015). В индоатлантическом секторе Антарктики это – одна из немногих ВПП, способных принимать крупные транспортные самолёты на колёсном шасси (рис. 1, *а*). За всё время существования посадочная площадка принимала самолёты разных типов: Boeing 727-200, Ил-76ТД (регулярно), Basler ВТ-67 и АН-2 (регулярно), а также Twin Otter и Gulfstream III. Число полётов в год зависит от логистических и научных задач национальных программ, входящих в систему DROMLAN (Dronning Maud Land Air Network) (Inagaki, 2020).

Посадочная площадка станции Новолазаревская ввиду своего местоположения подвержена различным потенциально опасным гляциологическим процессам. Естественное неравномерное движение ледника приводит не только к формированию трещин в его приповерхностной части, но и изменяет конфигурацию взлётно-

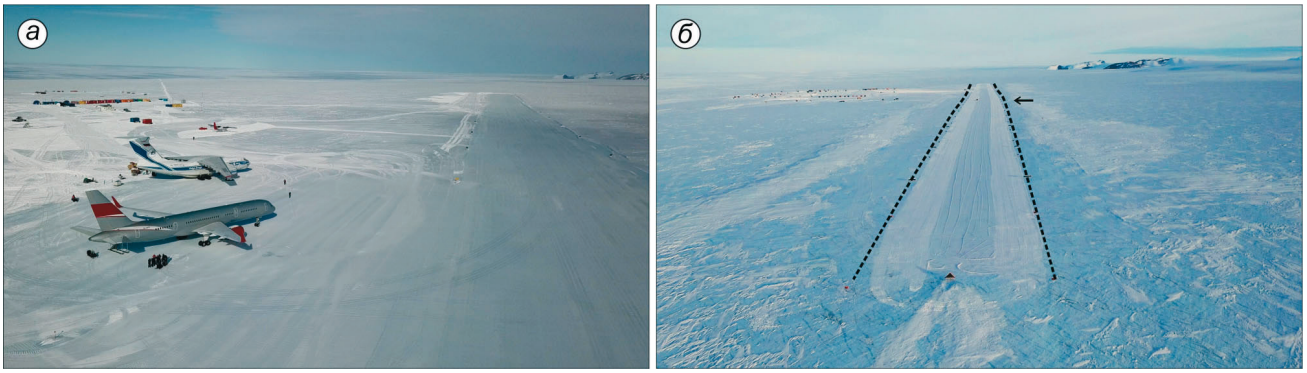



**Рис. 1.** Ледовая посадочная площадка станции Новолазаревская:
*а* – общий вид (из открытых источников); *б* – искривлённая взлётно-посадочная полоса. Фото В.В. Першина, октябрь 2020 г.
**Fig. 1.** Ice airfield of Novolazarevskaya Station:
*а* – common view (from open source); *б* – curved runway (photo by V.V. Pershin, October 2020)

посадочной полосы. Так, к 2021 г. ВПП искривилась настолько существенно, что потребовалась её корректировка (см. рис. 1, *б*). В сезон 66-й РАЭ (2020/21 г.) сотрудники АО «Аэрогеодезия» выполнили необходимую коррекцию искривления линии осевых знаков (Мартьянов, 2021). Согласно информации, предоставленной Д.В. Федоровым (АО «Аэрогеодезия»), ось ВПП искривлена с максимальным значением в центре (отклонение до 6 м) и с уменьшением к краям (отклонение до 1–2 м). Выявление степени неравномерности течения ледника, влияющего на безопасность дальнейшего использования ВПП из-за возможного формирования трещин не только в её краевых частях, но и по всему периметру, – важная задача обеспечения безопасности транспортных операций. В качестве первого рекогносцировочного этапа в ходе весенне-летнего полевого сезона 67-й РАЭ в октябре – декабре 2021 г. на посадочной площадке станции Новолазаревская выполнен комплекс инженерных изысканий, направленный на решение задач обеспечения безопасности авиационных сообщений РАЭ (Попов и др., 2022).

## Район работ

Посадочная площадка станции Новолазаревская расположена на периферийной части Восточно-Антарктического ледникового покрова Земли Королевы Мод (Dronning Maud Land) в 7 км от оазиса Ширмахера (Schirmacher Oasis) на высоте около 550 м над ур. моря (рис. 2). В начале каждого тёплого сезона техническая аэродромная группа из сотрудников станции Новолазаревская и Международного антарктического логистического центра ALCI (Antarctic Logistics Center International) начинает подготовку взлётно-посадочной полосы для приёма среднемагистральных самолётов (дальность от 2,5 до 6 тыс. км) и тяжёлых транспортных самолётов на колёсном шасси. Длина ВПП составляет 3000 м при ширине 60 м. Координаты её центра: 70°49'28,1" ю.ш., 11°37'51,9" в.д. (Федоров, АО «Аэрогеодезия», 2021). Уникальная особенность этой части ледника состоит в том, что она представляет собой зону «голубого льда», для которой характерно отсутствие постоянного снежного покрова (Поляков, 2015). Это приводит к тому, что поверхность ледника состоит из твёрдого ледяного покрытия, поэтому на неё после проведения относительно небольших подготовительных работ могут приземляться самолёты на колёсном шасси. Зоны «голубого льда» крайне малочисленны и вызывают большой интерес для логистического обеспечения антарктических исследований (Поляков, 2015; Markov et al., 2019). Взлётно-посадочная полоса станции Новолазаревская функционирует исключительно в тёплый сезон (как правило, с середины октября до конца февраля) – в период более благоприятных погодных условий для авиации. С одной стороны, антарктическим летом снижается количество осадков и скорость ветра, а следовательно, уменьшается вероятность формирования явлений, ухудшающих видимость, в основном сильных снегопадов и метелей. С дру-

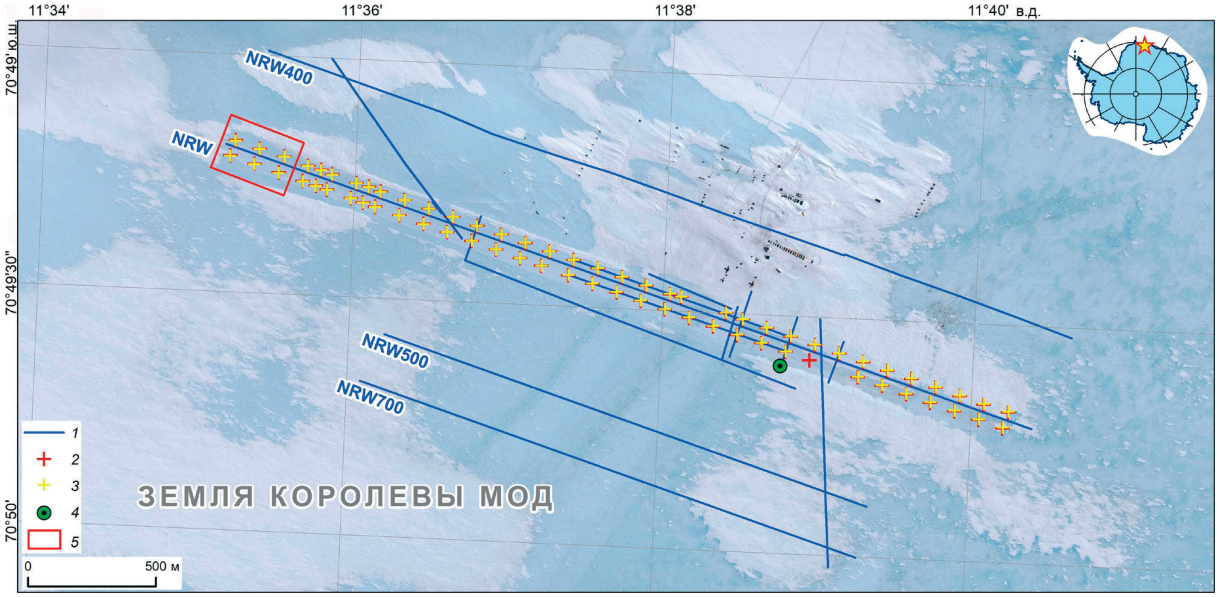



**Рис. 2.** Схема расположения работ в районе посадочной площадки:
*1* – георадарные маршруты; *2* – пункты первой серии тахеометрической съёмки; *3* – пункты второй серии тахеометрической съёмки; *4* – скважина, в которой выполнялась термометрия; *5* – район бурения трещин

**Fig. 2.** Location map of the engineering research in the airfield area:
*1* – GPR routes; *2* – points of the first series of tacheometric survey; *3* – points of the second series of tacheometric survey; *4* – temperature borehole; *5* – ice crevasses drilling area

гой стороны, из-за повышения температуры воздуха и высоких значений солнечной радиации летом (как правило в январе) начинается интенсивное таяние, ввиду чего на ВПП образуются снежницы и водотоки талой воды. Одновременно с этим преимущественно в начале ВПП формируются трещины. Эти факторы на некоторое время делают полосу не пригодной для эксплуатации, а в особенно аномально тёплые и малоснежные годы в январе объявляют перерывы в полётах. В осенне-зимний сезон талая вода в трещинах замерзает, тем самым «залечивая» их.

## Постановка задачи

В задачи инженерных изысканий входило выяснение особенностей строения приповерхностной части ледника, на котором организована посадочная площадка. Особый интерес представляет выявление трещин, поскольку их наличие способно привести к лётному происшествию при взлёте и посадке самолёта. Помимо этого, к задачам исследования относилось выяснение возможности возникновения трещин на ВПП, боковых и торцевых зонах безопасности, а также на перроне. На протяжении полувека, с начала планомерного изучения этой территории гляциологическими и геофизическими методами, покровный ледник в этом районе считался достаточно стабильным. Однако сейчас возникают некоторые опасения по поводу изменения характера течения ледника ввиду наблюдаемых климатических изменений. Совершенно понятно, что одно лишь описание строения приповерхностной части ледника на момент выполнения работ представляет достаточно ограниченный интерес. В прикладном аспекте гораздо важнее выяснить, как может изменяться характер его движения с течением времени и как это скажется на состоянии ВПП и посадочной площадки в целом. Поэтому исследования не ограничивались лишь территорией ВПП, а захватывали чуть бóльший район.

## Методика выполнения полевых работ и обработки данных

Полевые изыскания выполнены в период с 30 октября по 5 ноября и с 14 по 15 декабря 2021 г. Комплекс работ включал в себя георадар-

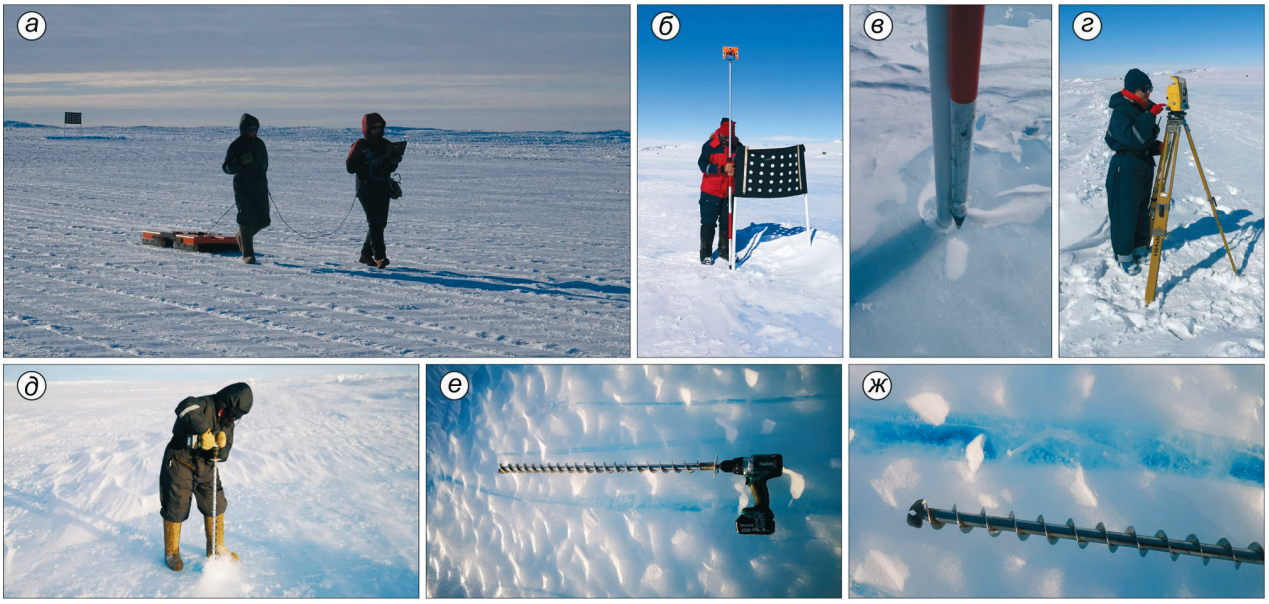



**Рис. 3.** Процесс выполнения полевых исследований:
*а* – георадарное зондирование на частоте 150 МГц; *б* – знаки разметки ВПП, используемые как пикеты; *в* – установка вешки с отражателем рядом с опорой разметки; *г* – тахеометрическая съёмка; *д* – шнековое бурение; *е, ж* – состояние трещин в начале взлётно-посадочной полосы

**Fig. 3.** Performing of the field work:
*а* – GPR sounding at a frequency of 150 MHz; *б* – runway markings used as pickets; *в* – geodetic pole next to the marking support; *г* – tacheometric survey; *д* – auger drilling; *е*, *ж* – crevasses at the start of the runway

ное профилирование, тахеометрические измерения, бурение и термометрию в скважине (см. рис. 2). Изучение приповерхностной части ледника выполнялось методом георадиолокации, который, в частности, хорошо зарекомендовал себя при выборе места для строительства аэродрома на станции Мирный, а также при выявлении трещин на участках трассы следования санно-гусеничного похода «Прогресс – Восток» (Попов, Поляков, 2016; Попов и др., 2017). Для оценки деформаций ледника в районе ВПП и последующего выявления областей, подверженных образованию трещин в начале и в конце полевого сезона проведены две серии тахеометрических измерений. Детальный обзор подобных моделей представлен в работе (Colgan et al., 2016). Однако для их применения требуется знание о мощности ледника (точно она неизвестна, и по оценкам может составлять несколько сотен метров), а также температуры его толщи. Для этого в приповерхностной части ледника пробурена двухметровая скважина. Её положение см. на рис. 2. Для составления общего представления о состоянии визуально обнаруженных трещин некоторые из них разбурены. Рассмотрим методику выполнения каждого из видов работ более подробно.

*Георадарное профилирование* выполнялось с применением георадаров ОКО–2 (ООО «Логистические системы», Россия) и антенны с частотой зондирующих импульсов 150 и 400 МГц. Съёмка осуществлялась пешим порядком (рис. 3, *а*). Для повышения точности в работах применялся одометр, который обеспечивал равномерность регистрации данных по маршруту через каждые 10 см. Плановая привязка выполнялась по навигационным спутникам систем GPS и GLONASS с применением приёмоиндикатора Garmin GPSMap 64 (Garmin Ltd., Taiwan). Её точность составляет первые метры. Общая протяжённость маршрутов составила 17,2 км. Схема их расположения представлена на на рис. 2. Георадарные данные обрабатывались по стандартной методике в программе Geoscan32, детально изложенной в работах (Владов, Золотарев, 1997; Владов, Старовойтов, 2004).

Основная сложность при обработке и последующей интерпретации георадарных данных связана с выбором кинематической модели среды, от которой зависит корректность пере-

счёта временных разрезов в глубинные. В работе эта ситуация упрощается, поскольку посадочная площадка расположена на «голубом льду», для которого характерно либо полное отсутствие снежного покрова, либо его мощность весьма незначительна. Это подтверждалось как визуально, так и в процессе шнекового бурения. Таким образом, пересчёт временно́го георадарного разреза в глубинный выполнялся в рамках модели однородной среды с диэлектрической проницаемостью ε равной 3,17, что соответствует скорости распространения электромагнитных волн 168,5 м/мкс (Мачерет, 2006).

*Тахеометрическая съёмка* проводилась для инструментальных измерений деформаций в теле ледника в районе ВПП по аналогии с работами Джона Ная (Nye, 1959). Для этого с интервалом 42 дня (31 октября и 14 декабря 2021 г.) выполнены две съёмки жёстко закреплённых на местности пунктов, расположенных в районе ВПП. В качестве пикетов учитывались знаки аэродромной разметки (см. рис. 3, *б*), установленные примерно через каждые 100 м по обе стороны от оси ВПП. Их положение не планируется корректировать на протяжении последующих пяти лет. Вешку с отражателем устанавливали однообразно, вплотную к столбу разметки, ближайшему со стороны перрона (см. рис. 3, *в*). Работы велись с помощью тахеометра Trimble M3 DR 5″ (Trimble Navigation Ltd, USA). Прибор установлен на возвышенном открытом месте с наилучшим обзором территории. Это 800-й метр от начала полосы (см. рис. 2; см. рис. 3, *г*). Съёмка выполнялась с одного места стояния в течение одного дня, чтобы исключить влияние смещения ледника на результат. Для увеличения дальности и точности измерений в качестве отражателя применялась призма 1P, позволяющая вести съёмку на расстоянии до 5 км от прибора. В работах максимальное удаление вешки с отражателем достигало 2,2 км. Всего выполнено 70 измерений в первом случае и 69 – во втором. В итоге для последующих расчётов учитывалось 68 пунктов (см. рис. 2). Погрешность измерений оценена в 0,01 м. Съёмка выполнялась в локальной системе координат, выбор которой обусловлен отсутствием поблизости пунктов Государственной геодезической опорной сети с известными планово-высотными координатами.

Необходимости точного координирования пунктов на местности не было, поскольку для расчётов деформаций требуется только измерение расстояний между жёстко закреплёнными пикетами. Плановое положение в абсолютной системе координат рассчитано исключительно для визуализации данных и нанесения пунктов съёмки на схему. Пересчёт данных локальной системы координат тахеометрической съёмки на картографическую проекцию проводился по 33 точкам с применением ранее разработанного программного обеспечения (Попов, Боронина, 2019).

*Шнековое бурение* для установки термокосы и разбуривания трещин проводили при помощи дрели-шуруповерта Makita DDF451RFE 18 В (Makita Inc., Japan), к которой присоединялись шнеки Kovacs (Kovacs Enterprises, USA) длиной 1 м и диаметром 50 мм (см. рис. 3, *д*). Максимальная глубина пробуренных скважин составила 6 м. Пункты для выполнения бурения и последующей термометрии выбирались исходя из результатов геофизической съёмки. Трещины разбурены преимущественно на глубину одного шнека, а для термометрии пробурена скважина глубиной 1,9 м.

*Термометрия* выполнена в одной скважине, расположенной к югу от центральной части ВПП (см. рис. 2). Коса представляла собой тарированные датчики NTC-10k, собранные на основе термисторов с применением логгеров IBS-TH1 (Inkbird Tech. C.L., China). В косе применялись восемь датчиков. Первый, самый верхний, располагался на поверхности ледника и присыпался снегом, чтобы защитить его от прямых солнечных лучей. Следующий установлен на глубине 40 см, а остальные фиксировались на косе с интервалом 25 см. Чтобы избежать конвекции воздуха – скважину закрыли. Временно́й интервал регистрации температур составлял 10 минут. Данные регистрировались на протяжении четырёх суток.

*Расчёт деформаций* в теле ледника выполнялся в соответствии с методикой, изложенной в работе (Nye, 1959). Неравномерное движение ледника вызывает в нём напряжения, которые в свою очередь приводят к деформациям и могут быть инструментально измерены. Подобного рода исследования начали выполнять на заре планомерного изучения Антарктиды и связаны с имена-

ми Джона Глена и Джона Ная. В конечном итоге они привели к созданию современных математических моделей динамики ледника. Достаточно детальный обзор вопросов, связанных с формированием трещин, приводится в обширных работах (Colgan et al., 2016; Pook, 2000; González-Velázquez, 2021; Jennings, Hambrey, 2021).

Величина скорости деформации $\dot{\epsilon}$ определяется как относительное изменение расстояния между некоторыми пунктами за единицу времени $\Delta t$, т.е.

$$\dot{\epsilon} = (1/\Delta t)((l_2 - l_1)/l_1),$$

где $l_1$ и $l_2$ – начальные и конечные расстояния между пунктами.

Таким образом, её можно инструментально измерить, что и сделано в процессе полевых работ путём выполнения двух серий тахеометрических съёмок. Следуя работе (Nye, 1959), скорости деформаций отдельно рассчитаны для продольного $\dot{\epsilon}_L$ и поперечного $\dot{\epsilon}_T$ по отношению к направлению оси ВПП. Затем $\dot{\epsilon}_L$ и $\dot{\epsilon}_T$ усреднены по соседним сторонам, которые образуют четырёхугольник, и приведены к его середине в виде значений $\dot{\bar{\epsilon}}_L$ и $\dot{\bar{\epsilon}}_T$ соответственно.

## Результаты работ

*Строение приповерхностной части ледника* – определяющий фактор принятия решения о функционировании посадочной площадки в штатном режиме. При этом основная задача заключается в выявлении трещин, которые могут стать причиной возникновения лётного происшествия. Как международный опыт, так и результаты многолетних работ авторов показывают, что наиболее эффективный метод выяснения строения ледника – георадиолокация (Jol, 2009; Попов, Эберляйн, 2014; Попов и др., 2017). При этом визуальные наблюдения также необходимы, особенно в областях «голубого льда», на которых отсутствует снежно-фирновая толща, маскирующая приповерхностные трещины.

Визуальные наблюдения, выполненные на ВПП, а также на прилегающих к ней боковых и торцевых зонах безопасности и перроне, показали, что видимые открытые трещины отсутствуют. В начале ВПП (примерно первые 600 м) существуют залеченные трещины, которые представляют собой линейные дайкообразные структуры голубого цвета, контрастно выделяющиеся на фоне более светлого массива льда (см. рис. 3, *е*). Их ширина составляла 10–15 см и только в отдельных случаях превышала 20 см. Наиболее крупные из трещин разбурены на глубину одного шнека – 1 м. Основываясь на характере его заглубления, пустоты внутри трещины отсутствовали. Предположено, что в период интенсивного приповерхностного таяния в тёплый сезон года трещины заполнялись талой водой, которая в дальнейшим замерзала. Такой вывод позволил выяснить внешний вид трещин: их прозрачность, выраженное отличие от окружающего ледника, особенности конфигурации (см. рис. 3, *е*, *ж*). Аналогичная ситуация наблюдалась на голубом льду в районе Сопки Ветров (станция Мирный, Земля Королевы Мэри, Восточная Антарктида), где трещины, образовавшиеся в результате неравномерного движения ледника, в тёплые летние месяцы заполнялись талой водой, затем замерзали и таким образом залечивались. Процесс залечивания трещин на ВПП станции Новолазаревская – аналогичен.

В качестве примера на рис. 4, *а* приведён временно́й георадарный разрез по маршруту NRW, расположенному вдоль ВПП по его средней части. Он достаточно типичен для этого района. Положение маршрута в плане см. на рис. 2. Для более чёткого выявления внутренних отражающих границ и повышения качества представляемого материала при обработке выполнена горизонтальная фильтрация. Однако эта процедура привела к ослаблению прямой волны 1, от положения которой проводится отсчёт глубин, поэтому визуально она практически не выявляется.

По характеру волнового поля район ВПП подразделяется на три области. Первая область простирается от начала полосы до 1720 м., вторая – от конца первой до 2240 м, третья – от предыдущей до конца ВПП (см. рис. 4, *а*). Для *первой области* характерна волнообразная ненарушенная структура слоистости ледника *2*, осложнённая залеченными трещинами 3. Волнообразная структура слоистости обусловлена характером подлёдного рельефа, который, судя по наличию расположенных поблизости горных выходов, залегает на относительно небольших глубинах. Однако зарегистрировать отраже-

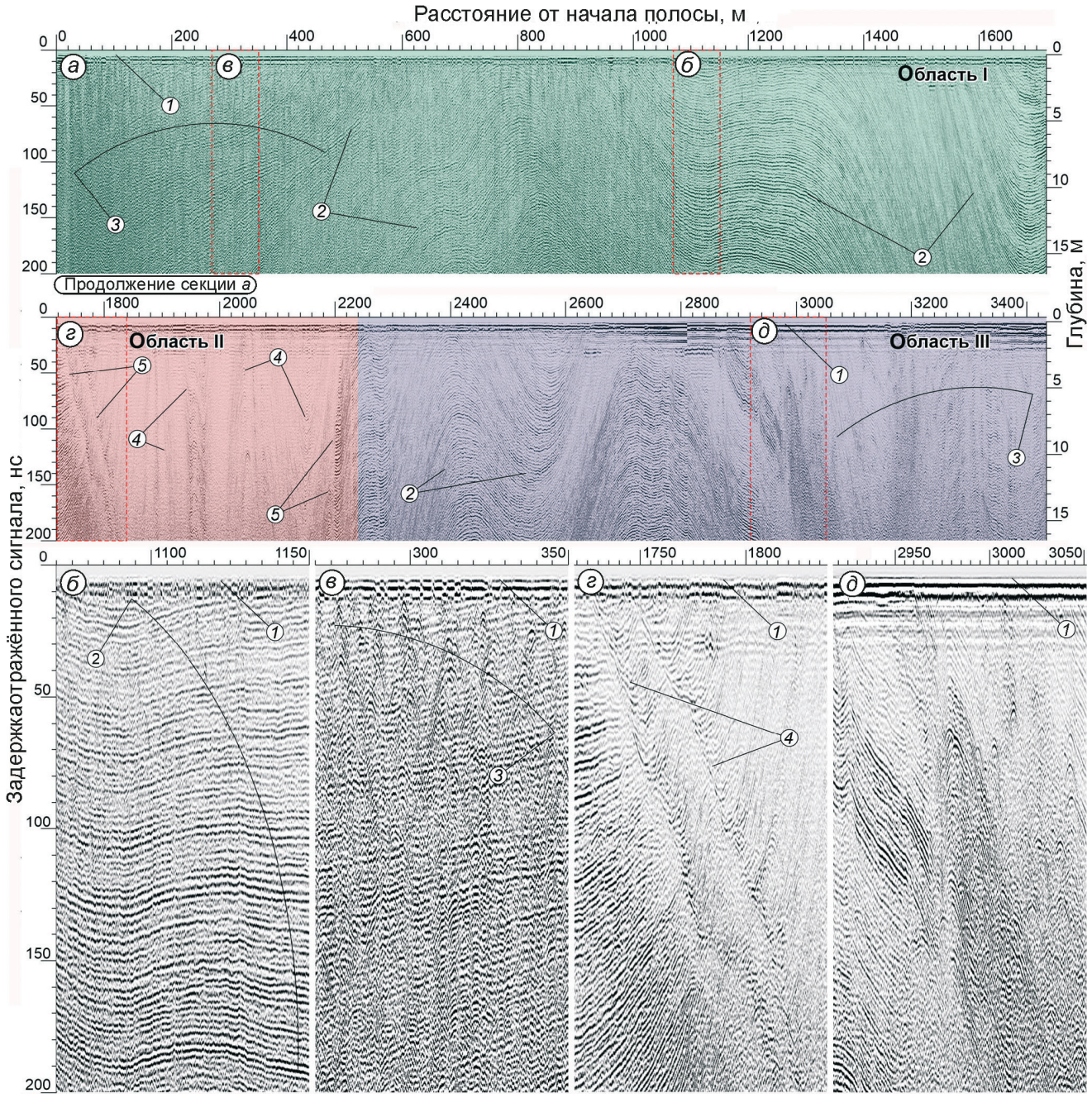



**Рис. 4.** Временные георадарные разрезы:
*а* – георадарный разрез по маршруту NRW (положение маршрута показано на рис. 2); *б* – фрагмент временно́го разреза, демонстрирующий ненарушенное залегание слоёв; *в* – трещины в начале ВПП; *г* – фрагмент, демонстрирующий сочленение потоков; *д* – складки слоёв в конце взлётно-посадочной полосы; *1* – прямая волна; *2* – ненарушенные, субгоризонтальные или волнообразные внутренние слои в теле ледника; *3* – зоны «залеченных» трещин; *4* – сильно деформированные или смятые слои внутри ледника; *5* – зоны выраженных наклонных нарушений слоёв. Положение фрагментов временно́го разреза показано красным пунктиром. Зелёным цветом показана область I, красным – область II, синим – область III. Описание областей дано в тексте

**Fig. 4.** GPR time-sections:
*а* – time-section along NRW profile (see location in fig. 2); *б* – a fragment of the time section showing the undisturbed occurrence of layers; *в* – crevasses at the start of the runway; *г* – a fragment with the conjunction of flows; *д* – folds of layers at the end of the runway; *1* – direct wave; *2* – undisturbed, subhorizontal or undulating inner layers into the glacier; *3* – zones of compressed crevasses; *4* – badly deformed or crumpled layers inside the glacier; *5* – zones of pronounced oblique faults in the layers. The location of the fragments of the time-section is shown by the red dotted rectangles. Zone I is depicted by green; zone II is depicted by red, and zone III is depicted by blue. See description of the zones in the text

ние от подлёдной поверхности не удалось из-за малой длины записи (максимальная развёртка составила 800 нс, что соответствует мощности ледника примерно 75 м). Закономерность и плавность слоёв указывают на равномерность течения ледника в этой области. Для наглядности волнообразная и трещиноватая структуры ледника показаны в более укрупнённом масштабе (см. рис. 4, *б*, *в*).

Для *второй области* характерны деформации и смятие слоёв внутри ледника *4* в отличие от предыдущего участка. Границы с соседними областями чётко выражены наклонными нарушениями *5* (см. рис. 4, *а*, *г*), что, вероятно, связано с контактом двух ледяных потоков. Их взаимодействие в краевых частях второй области деформирует, а в центральной разрушает внутреннюю структуру каждого из них. Поскольку открытых трещин на поверхности ледника как по результатам визуальных наблюдений, так и по геофизическим данным не обнаружено, предположено, что скорость течения потоков в этом месте незначительна. Вероятно, степень неравномерности скорости такова, что не создаются условия для возникновения напряжений выше предельных, которые приводили бы к образованию трещин. Иными словами: характер взаимодействия указанных потоков приводит лишь к пластическим деформациям.

Для изучения второй области выполнено два георадарных маршрута, расположенных параллельно друг другу к югу от ВПП, на расстоянии 500 (NRW500) и 700 м (NRW700) от неё, а также один профиль (NRW400) к северу. Их положение представлено на рис. 2. Возникающие снежные надувы вблизи балков, последующая их расчистка и укатка со временем привели к образованию довольно мощного слоя снега, достигающего местами 4 м. Граница, возникшая на контакте снежной толщи и ледника, оказалась интенсивным рефлектором, что привело к отражению большей части энергии электромагнитной волны. Лишь малая доля энергии проходит в нижележащие слои. Это делает разрез менее пригодным для комплексного анализа по сравнению с остальными, так как наиболее интересные участки, в частности центральная часть, оказались практически полностью маскированными. На рис. 5 представлены временные разрезы по маршруту вдоль оси ВПП (NRW), а также NRW500, NRW700 и NRW400, ориентированные в соответствии с их истинным положением на местности.

На рис. 5 видно, что обсуждаемая вторая область уверенно регистрируется на всех трёх маршрутах с азимутом простирания 34°40'. Вероятно, она без видимых изменений простирается на значительные расстояния, определяя характер течения ледника в центральной части ВПП. Отмечено, что здесь располагаются перрон и балки аэродромного комплекса. Они находятся в относительной безопасности (трещины здесь не формируются) до тех пор, пока характер течения потоков остаётся неизменным. Полученные данные показывают, что ширина второй области постепенно уменьшается с 595 м на NRW700 до 550 м на NRW500 и 520 м на NRW.

Последняя, *третья область* по своему строению сходна с первой. Здесь наблюдаются волнообразные слои *2* и отсутствие каких-либо нарушений общего структурного плана. Лишь на участке последних 450 м ВПП рельефная слоистость осложняется дифрагированными волнами, которые сформированы залеченными трещинами. В её пределах присутствуют волнистые высокоамплитудные структуры, наблюдаемые на соседних маршрутах. Это позволяет определить направление движения ледника. Оно в целом совпадает с тем значением, которое получено на соседнем участке. Укрупнённый фрагмент одного из участков этой области показан на рис. 4, *д*.

Явно выраженный наклон волнистых структур и западной границы области II (см. рис. 4 *а*, *г*) однозначно указывает, что направление вектора скорости течения ледника в горизонтальной плоскости меняется не только с расстоянием, но и с глубиной. Подобный эффект инструментально зафиксирован по данным инклинометрии глубоких скважин, расположенных во внутренних районах Антарктиды (Марков, Котляков, 2006; Марков и др., 2016). Результаты математического моделирования для трёхмерного случая с применением приближения тонкого льда (SIA – Shallow Ice Approximation) также подтверждают это (Huybrechts, 1992; Рыбак, 2007; Greve, Blatter, 2009). Однако для приповерхностной части ледника до глубин в первые десятки метров при отсутствии явно выраженного физического препятствия подобные эффекты ранее не наблюдались.

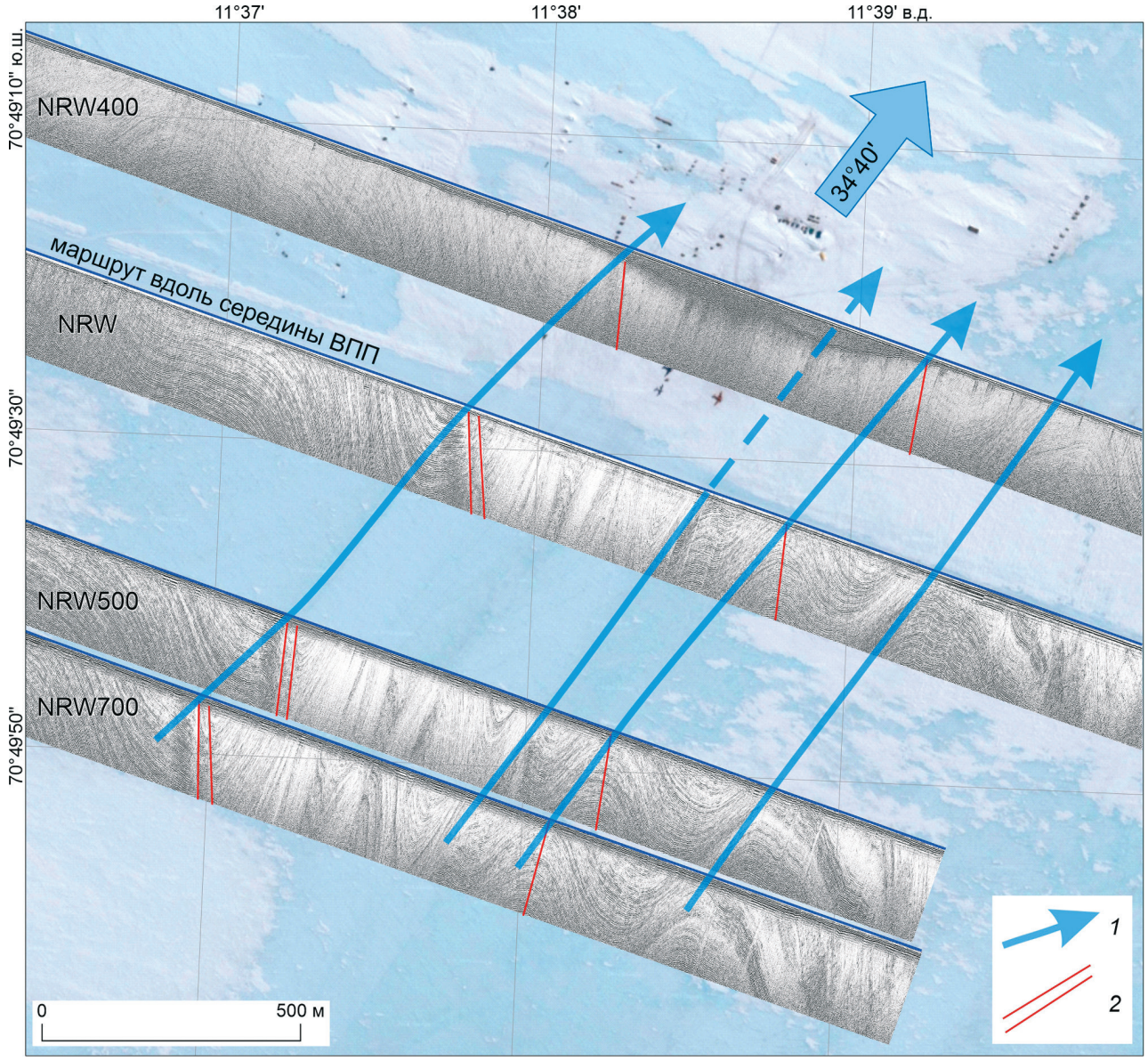



**Рис. 5.** Накидной монтаж, демонстрирующий простирание зоны сочленения потоков.
*1* – линии тока ледника; *2* – оси смещения слоёв в складках, демонстрирующие изменение направления течения ледника с глубиной

**Fig. 5.** Block montage demonstrating the extent of the flow junction zone.
*1* – ice flow lines; *2* – displacement axes of the layers in the folds, demonstrating the change in the direction of the glacier flow with depth

***Деформации в теле ледника*** происходят при его неравномерном движении. Если они достаточно значительны, то могут быть инструментально измерены. Для большей наглядности на рис. 6, *а* представлена схема абсолютных деформаций за период между съёмками (42 сут.). Расчётные значения получены путём осреднения деформаций, измеренных на противоположных сторонах четырёхугольников, построенных по углам разметки ВПП. Длина знака пропорциональна модулю деформации. На рис. 6, *б* эта же схема представлена в укрупнённом виде и совмещена с фрагментом временно́го разреза. Измеренные значения деформаций и скоростей деформаций $\dot{\bar{\epsilon}}_L$ и $\dot{\bar{\epsilon}}_T$ приведены в таблице.

Как следует из расчётов, скорости деформаций в продольном направлении (по отношению к оси ВПП) изменяются в пределах от –0,008 до 0,020 год$^{-1}$. Положительные значения соответствуют зонам растяжения, отрицательные –

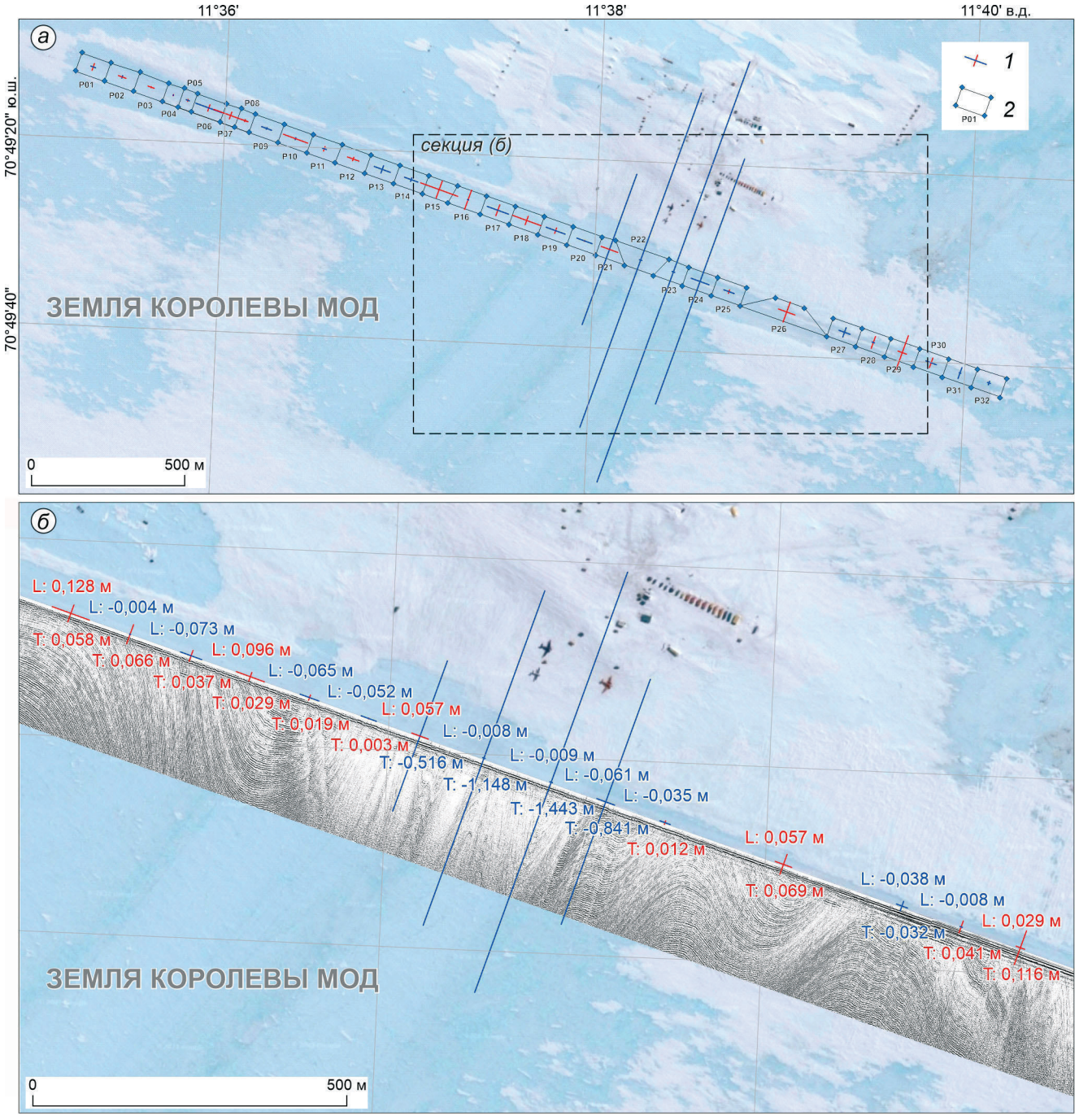



**Рис. 6.** Схема деформаций ледника в районе ВПП:
*а* – вдоль всей взлётно-посадочной полосы; *б* – укрупнённо на её центральном участке; *1* – величины деформаций ледника в различных направлениях; длина линий пропорциональна абсолютной величине деформаций в соответствующем направлении; линии красного цвета соответствуют положительным значениям (растяжение), синего – отрицательные (сжатию); *2* – полигоны, по которым рассчитывались деформации и их идентификатор. Цифрами на секции *б* показаны значения деформаций; *L* соответствует направлению вдоль оси ВПП, *T* – поперёк оси ВПП

**Fig. 6.** Deformation scheme of the glacier in the area of runway:
*a* – deformations along the runway; *б* – deformations are enlarged in the central section; *1* – the values of deformations of the glacier in different directions; the length of the lines is proportional to the absolute value of deformations in the corresponding direction; positive values (stretching) are red, negative values (compression) are blue; *2* – polygons for calculation of the deformations and their identifier. The numbers on section *b* are the values of deformations; *L* corresponds to the direction along the runway axis, *T* corresponds to the direction across the runway axis

**Величины деформаций и скоростей деформаций полигонов вдоль ВПП**

| № | Идентификатор | Деформация | | Скорость деформаций | |
|---|---|---|---|---|---|
| | | поперечная $\Delta L_T$, м | продольная $\Delta L_L$, м | поперечная $\dot{\varepsilon}_T$, год$^{-1}$ | продольная $\dot{\varepsilon}_L$, год$^{-1}$ |
| 1 | P01 | 0,023 | 0,016 | 0,0032 | 0,0014 |
| 2 | P02 | –0,008 | 0,026 | –0,0011 | 0,0023 |
| 3 | P03 | 0,004 | 0,021 | 0,0005 | 0,0018 |
| 4 | P04 | 0,004 | –0,001 | 0,0006 | –0,0002 |
| 5 | P05 | 0,007 | –0,011 | 0,0009 | –0,0020 |
| 6 | P06 | 0,022 | –0,090 | 0,0030 | –0,0078 |
| 7 | P07 | 0,024 | 0,116 | 0,0032 | 0,0201 |
| 8 | P08 | 0,007 | 0,020 | 0,0009 | 0,0036 |
| 9 | P09 | –0,006 | -0,034 | –0,0008 | –0,0029 |
| 10 | P10 | –0,007 | 0,084 | –0,0009 | 0,0073 |
| 11 | P11 | 0,015 | -0,014 | 0,0021 | –0,0012 |
| 12 | P12 | 0,012 | 0,040 | 0,0016 | 0,0034 |
| 13 | P13 | –0,025 | –0,055 | –0,0034 | –0,0047 |
| 14 | P14 | –0,012 | –0,045 | –0,0016 | –0,0039 |
| 15 | P15 | 0,058 | 0,128 | 0,0078 | 0,0111 |
| 16 | P16 | 0,066 | –0,004 | 0,0090 | –0,0003 |
| 17 | P17 | 0,038 | –0,073 | 0,0052 | –0,0063 |
| 18 | P18 | 0,029 | 0,096 | 0,0041 | 0,0084 |
| 19 | P19 | 0,019 | –0,065 | 0,0026 | –0,0056 |
| 20 | P20 | 0,003 | –0,052 | 0,0005 | –0,0045 |
| 21 | P21 | –0,516 | 0,057 | –0,0521 | 0,0096 |
| 22 | P22 | –1,148 | –0,008 | –0,1260 | –0,0006 |
| 23 | P23 | –1,443 | –0,009 | –0,1831 | –0,0007 |
| 24 | P24 | –0,841 | –0,061 | –0,1134 | –0,0053 |
| 25 | P25 | 0,012 | –0,035 | 0,0017 | –0,0031 |
| 26 | P26 | 0,069 | 0,057 | 0,0051 | 0,0012 |
| 27 | P27 | –0,032 | –0,038 | –0,0044 | –0,0033 |
| 28 | P28 | 0,041 | –0,008 | 0,0056 | –0,0007 |
| 29 | P29 | 0,116 | 0,029 | 0,0160 | 0,0025 |
| 30 | P30 | 0,033 | –0,036 | 0,0046 | –0,0031 |
| 31 | P31 | –0,037 | 0,005 | –0,0052 | 0,0005 |
| 32 | P32 | –0,012 | –0,010 | –0,0015 | –0,0008 |

зонам сжатия. Наибольшие абсолютные значения наблюдаются в интервале расстояний от 400 до 800 м и от 1200 до 1900 м от начала ВПП. При этом участки, на которых происходит растяжение, естественным образом сменяются зонами, на которых наблюдается сжатие. Скорости деформаций в поперечном направлении изменяются в более широких пределах: от –0,183 до 0,016 год$^{-1}$, что существенно больше, чем в продольном. Это вполне объяснимо, поскольку направление генерального движения ледника субортогонально оси ВПП. На это указывают как геодезические данные инструментальных наблюдений, в частности сотрудников АО «Аэрогеодезия», так и материалы георадарного профилирования. Измерения вдоль линий тока ледника весьма малочисленны и ограничиваются лишь взлётно-посадочной полосой. На момент выполнения полевых работ из-за организационных причин и особенностей функционирования посадочной площадки иной возможности не было. Между тем ледник двигается неравномерно, и зоны растяжения сменяются зонами сжатия. Таким образом, в сотне метров от ВПП, ниже или выше по течению ледника, зоны сжатия логичным образом сменятся зонами растяжения по аналогии с тем, что наблюдается по профилю, расположенному вдоль оси ВПП субортогонально линиям тока.

Зона максимальных по модулю скоростей деформаций в поперечном направлении распола-

гается в интервале расстояний 1800–2200 м, что полностью соответствует области II, определяемой по георадарным данным как участок слияния двух ледниковых потоков. Такой взгляд на характер течения ледника вполне согласуется со схемой скоростей деформаций.

Оценены полученные результаты с позиций прогноза формирования зон трещин. Напряжение в леднике σ связано со скоростью деформаций $\dot{\epsilon}$ законом Глена (Glen, 1952),

$$\dot{\epsilon} = A_n \sigma^n,$$

где $n$ – некоторый параметр равный трём (Huybrechts, 1992; Рыбак, 2007; Greve and Blatter, 2009); $A_n$ – параметр растекания.

Однако сам Джон Глен в своей работе (Glen, 1952) применял $n = 4$. Параметр растекания $A_n$, который, считается величиной обратной динамической вязкости, зависит от температуры (Huybrechts, 1992; Рыбак, 2007; Greve, Blatter, 2009). Таким образом, определение величины напряжения в реальном леднике – сложная задача. Между тем именно она – первопричина возникновения деформаций и в конечном итоге формирования трещин (Партон, Морозов, 1985; Каркашадзе, 2004). В научных публикациях по данной тематике приводятся предельные напряжения и скорости деформаций, но при этом отмечается, что для разных ледников они различны. Это понятно, поскольку данные величины, будучи зависимы от вязкости, зависят и от температуры, и от особенностей строения ледника. В работе (Hambrey, Müller, 1978) трещины наблюдались в районах со скоростью деформаций всего 0,004 год$^{-1}$. Однако в областях со значениями, бóльшими на порядки (0,163 год$^{-1}$), они не зарегистрированы, что кажется странным и показывает, насколько непроста задача выявления областей потенциального формирования трещин.

В обзорной работе (Colgan et al., 2016) на рис. 6, *b* приводится зависимость пороговой скорости деформации от температуры в приповерхностной 10-метровой толще ледника. Моделирование процесса распространения тепла в толще ледника показывает, что температура в этом слое полностью контролируется приповерхностными температурными изменениями. Согласно метеорологическим данным на сайте ААНИИ, для холодного зимнего периода они составляют в среднем от –20 до –15 °С, а в тёплые летние месяцы – около –10 °С. Это подтверждается данными термометрии: температура на глубине более 1,5 м в конце весны (первые числа ноября) стабильно регистрировалась в интервале от –15 до –17 °С. Таким образом, согласно работе (Colgan et al., 2016), минимальные предельные скорости деформации для зимнего периода составляют примерно 0,05 год$^{-1}$, а для тёплого – около 0,02 год$^{-1}$.

В результате полученные значения в продольном направлении весьма близки к пороговым (см. рис. 6 и таблицу), а в поперечном направлении значительно их превосходят. Тот факт, что бóльшие величины скорости деформаций в поперечном направлении отрицательны, указывает на процессы сжатия и не должен вводить в заблуждение. Зоны сжатия должны сменятся зонами растяжения сходной интенсивности, а их отсутствие указывает лишь на то, что район недостаточно изучен и не охвачен в должной мере тахеометрической съёмкой. В области II, скоро вполне могут начать формироваться трещины. Наиболее вероятный участок располагается в интервале расстояний от 1800 до 2200 м от начала ВПП.

Открытым остаётся вопрос о том, почему трещины ни визуально, ни инструментально (на временно́м георадарном разрезе) не наблюдаются в центральной части ВПП, где регистрируются наибольшие скорости деформаций. Наоборот, они присутствуют в начале и в конце ВПП, где напряжения существенно меньше. На момент подготовки статьи у авторов нет окончательного ответа на этот вопрос. Предположено, что характер течения ледника относительно недавно был другим, несколько медленнее, чем в настоящее время. Такое возможно, если среднегодовая температура его толщи возросла бы и превысила –10 °С. Авторы не застали периода антарктического лета, а их температурные измерения выполнялись в конце весны, т.е. в ещё холодное время года. Температура –10 °С считается пороговой. Начиная с неё, механические свойства ледника существенно меняются. В частности, резко возрастает параметр растекания $A_n$. Он пропорционален масштабному множителю $A_0$, который при температуре ниже –10 °С принимает значение $1{,}14 \cdot 10^{-5}$ Па$^{-3}$ год$^{-1}$, а выше неё – $5{,}4 \cdot 10^{10}$ Па$^{-3}$ год$^{-1}$, т.е. его рост превышает 15 порядков! С ростом температуры возрастают и другие параметры, входящие в $A_n$ (Huybrechts, 1992; Рыбак, 2007; Greve and Blatter, 2009). Это не приведёт к увеличению скорости де-

формаций ледника на 15 порядков, просто ледник будет растекаться быстрее. Данный механизм хорошо описывается моделью тепломассопереноса, изложенной в работах (Huybrechts, 1992; Рыбак, 2007; Greve and Blatter, 2009).

Результаты полевых работ стали несколько неожиданными, поскольку они полагали, что участок ледника, на котором организована ВПП станции Новолазаревская, достаточно стабилен. Возможно, так оно и было раньше, но полученные данные указывают, что характер движения ледника мог измениться. Проведённые инженерные изыскания были достаточно масштабны, они всё-таки охватывают весьма короткий период наблюдений – примерно полтора месяца, причём межсезонья. Поэтому эти работы необходимо продолжить, по крайней мере, ещё на один полевой сезон, чтобы не только получить более точные данные, но и попробовать установить тенденции изменения динамики ледника.

## Заключение

Комплексные инженерные изыскания на посадочной площадке станции Новолазаревская позволили выявить особенности строения ледника, а также инструментально с высокой точностью измерить скорости его деформаций. На основе полученных данных можно сделать ряд выводов.

1. Большая часть взлётно-посадочной полосы располагается в области малых значений деформаций. Ледник здесь с чётко выраженной слоистой ненарушенной структурой. Трещины и любые другие неоднородности отсутствуют.

2. Краевые части ВПП, примерно первые и последние 300 м, характеризуются наличием некрупных, до 15 см в поперечнике, залеченных трещин. Они чётко фиксируются на временных георадарных разрезах в виде обилия дифрагированных волн, а также прослеживаются визуально на открытых участках ледника. Будучи залеченными, что подтверждено бурением и визуальными наблюдениями, такие трещины не представляют опасности, исключая периоды обильного таяния.

3. Наиболее неоднозначна центральная часть посадочной площадки, демонстрирующая максимальные скорости деформаций и выделяющаяся крупными вертикальными структурами на временных георадарных разрезах, полученных по профилям как вдоль ВПП, так и к югу, и к северу от неё. Однако трещины в приповерхностной части в этой области на момент выполнения работ не зафиксированы. Тем не менее, именно эта часть посадочной площадки наиболее важна с позиции безопасности, а также интересна с точки зрения динамики ледника, что указывает на необходимость мониторинга её состояния в будущем.

**Благодарности.** Авторы выражают благодарность С.В. Межонову (РАЭ) за логистическую помощь в проведении полевых изысканий, а также Д.В. Фёдорову (АО «Аэрогеодезия») за консультации и предоставление данных о плановом положении ВПП. Исследование выполнено при финансовой поддержке Российского научного фонда № 22–27–00266.

**Acknowledgments.** The authors are grateful to S.V. Mezhonov (RAE) for logistical assistance of the fieldwork, as well as D.V. Fedorov (JSC «Aerogeodeziya») for consultations and providing data on the location of the runway. The study was financially supported by the Russian Science Foundation № 22–27–00266.

## Литература

*Владов М.Л.*, *Золотарев В.П.*, *Старовойтов А.В.* Методическое руководство по проведению георадиолокационных исследований. М.: ГСД Продакшен, 1997. 66 с.

*Владов М.Л.*, *Старовойтов А.В.* Введение в георадиолокацию. М.: Изд-во МГУ, 2004. 153 с.

*Каркашадзе Г.Г.* Механическое разрушение горных пород. М.: Изд-во МГУ, 2004. 222 с.

*Лукин В.В.* Современные проблемы и перспективы деятельности России в Антарктике // Тр. ВНИРО. 2015. Вып. 156. С. 178–196.

## References

*Vladov M.L.*, *Zolotarev V.P.*, *Starovoytov A.V. Metodicheskoe rukovodstvo po provedeniyu georadiolokatsionnyh issledovaniy.* Methodological guide for carrying out georadar research. M.: GDS Production, 1997: 66 p. [In Russian].

*Vladov M.L.*, *Starovoytov A.V. Vvedenie v georadiolokatsiyu*. Introduction to GPR. M.: MSU, 2004: 153 p. [In Russian].

*Karkashadze G.G. Mehanicheskoe razrushenie gornyh porod*. Mechanical destruction of rocks. M.: MSU, 2004: 222 p. [In Russian].

*Марков А.Н.*, *Dahl-Jensen D.*, *Котляков В.М.*, *Голубев В.Н.*, *Леонов М.Г.*, *Лукин В.В.* Динамика покровных ледников Антарктиды и Гренландии по результатам скважинных, радиолокационных и космических наблюдений // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 3. С. 309–332.

*Марков А.Н.*, *Котляков В.М.* Особенности динамики ледникового покрова Восточной Антарктиды // ДАН. 2006. Т. 411. № 3. С. 410–413.

*Мартьянов В.Л.* Работы 66-й сезонной Российской антарктической экспедиции // Российские полярные исследования. 2021. Т. 45. № 3. С. 7–8.

*Мачерет Ю.Я.* Радиозондирование ледников. М.: Научный мир, 2006. 392 с.

*Партон В.З.*, *Морозов Е.М.* Механика упругопластического разрушения. М.: Наука, 1985. 504 с.

*Поляков С.П.*, *Мартьянов В.Л.*, *Лукин В.В.* Снежно-ледовые взлетно-посадочные полосы Российской антарктической экспедиции – особенности подготовки и перспективы развития // Российские полярные исследования. 2015. Т. 20. № 2. С. 31–35.

*Попов С.В.*, *Боронина А.С.* Программное обеспечение для обработки данных тахеометрической съёмки // Геодезия, картография, геоинформатика и кадастры. Наука и образование. Сб. материалов III Всерос. науч.-практ. конф. 6–8 ноября 2019 г. СПб., 2019. С. 258–263.

*Попов С.В.*, *Кашкевич М.П.*, *Боронина А.С.* Комплексные инженерные изыскания в оазисе Ширмахера (Земля Королевы Мод, Восточная Антарктида) в сезон 67-й РАЭ // Российские полярные исследования. 2022. Т. 47. № 1. С. 12–16.

*Попов С.В.*, *Поляков С.П.* Георадарное лоцирование трещин в районе российских антарктических станций Прогресс и Мирный (Восточная Антарктида) в сезон 2014/15 года // Криосфера Земли. 2016. Т. XX. № 1. С. 90–98.

*Попов С.В.*, *Поляков С.П.*, *Пряхин С.С.*, *Мартьянов В.Л.*, *Лукин В.В.* Строение верхней части ледника в районе планируемой взлётно-посадочной полосы станции Мирный, Восточная Антарктида (по материалам работ 2014/15 года) // Криосфера Земли. 2017. Т. XXI. № 1. С. 73–84.

*Попов С.В.*, *Эберляйн Л.* Опыт применения георадара для изучения строения снежно-фирновой толщи и грунта Восточной Антарктиды // Лёд и Снег. 2014. Т. 54. № 4. С. 95–106. doi: 10.15356/2076-6734-2014-4-95-106.

*Рыбак О.О.* Математическое моделирование ледникового щита Антарктиды: теория, эксперименты и приложения в палеореконструкциях. М.: Физматлит, 2007. 223 с.

*Саватюгин Л.М.*, *Преображенская М.А.* Российские исследования в Антарктике. Т. 2. СПб.: Гидрометеоиздат, 2000. 288 с.

*Lukin V.V.* Current Problems and Perspectives of Activity of the Russia in the Antarctic. *Trudy VNIRO*. Trudy VNIRO. 2015, 156: 178–196. [In Russian].

*Markov A.N.*, *Dahl-Jensen D.*, *Kotlyakov V.M.*, *Golubev V.N.*, *Leonov M.G.*, *Lukin V.V.* Dynamics of Antarctic and Greenland ice sheets using the borehole, radio sounding and space observations. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2016, 56 (3): 309–322. [In Russian].

*Markov A.N.*, *Kotlyakov V.M.* Specific features of the ice sheet dynamics in Eastern Antarctica. *Doklady Akademii Nauk*. Reports of the Academy of Sciences. 2006, 411 (3): 410–413. [In Russian].

*Mart'yanov V.L.* Works of the 66th seasonal Russian Antarctic Expedition. *Rossiyskie polyarnye issledovaniya.* Russian polar research. 2021, 45 (3): 7–8. [In Russian].

*Macheret Y.Y. Radiozondirovanie lednikov.* Radio echo-sounding of glaciers. M.: Nauchny Mir, 2006: 392 p. [In Russian].

*Parton V.Z.*, *Morozov E.M. Mehanika uprugoplasticheskogo razrusheniya*. Mechanics of elastoplastic fracture. M.: Nauka, 1985: 504 p. [In Russian].

*Polyakov S.P.*, *Mart'yanov V.L.*, *Lukin V.V.* Snow-ice runways of the Russian Antarctic Expedition, features of preparation and development prospects. *Rossiyskie polyarnye issledovaniya*. Russian polar research. 2015, 20 (2): 31–35. [In Russian].

*Popov S.V.*, *Boronina A.S.* Software for processing tacheometric survey data. *Geodeziya, kartografiya, geoinformatika i kadastry. Nauka i obrazovanie. Sb. materialov III Vseros. nauch.-prakt. konf. 6–8 noyabrya 2019 g.* Materials of the III Russian Conference on Applied Science «Geodesy, cartography, geoinformatics and cadastre. From idea to application». 2019: 258–263. [In Russian].

*Popov S.V.*, *Kashkevich M.P.*, *Boronina A.S.* Engineering surveys in the Schirmacher Oasis (Dronning Maud Land, East Antarctica) in the 67th RAE. *Rossiyskie polyarnye issledovaniya*. Russian polar research. 2022, 47 (1): 12–16. [In Russian].

*Popov S.V.*, *Polyakov S.P.* Ground-penetrating radar sounding of the ice crevasses in the area of the Russian Stations Progress and Mirny (East Antarctica) during the field season of 2014/15. *Kriosfera Zemli.* Earth's Cryosphere. 2016, XX (1): 90–98. [In Russian].

*Popov S.V.*, *Polyakov S.P.*, *Pryakhin S.S.*, *Mart'yanov V.L.*, *Lukin V.V.* The structure of the upper part of the glacier in the area of a snow-runway of Mirny Station, East Antarctica (based on the data collected in 2014/15 field season). *Kriosfera Zemli.* Earth's Cryosphere. 2017, XXI (1): 73–84. [In Russian].

*Popov S.V.*, *Eberlein L.* Investigation of snow-firn thickness and ground in the east antarctica by means of geophysical radar. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2014, 54 (4): 95–106. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2014-4-95-106.

*Rybak O.O. Matematicheskoe modelirovanie lednikovogo shchita Antarktidy: teoriya, eksperimenty i prilozheniya v paleorekonstruktsiyah.* Mathematical modeling of the ice sheet of

*Colgan W.*, *Rajaram H.*, *Abdalati W.*, *McCutchan C.*, *Mottram R.*, *Moussavi M.S.*, *Grigsby S.* Glacier crevasses: Observations, models, and mass balance implications // Review Geophys. 2016. V. 54. № 1. P. 119–161. doi: 10.1002/2015RG000504.

*Glen J.* Experiments on the deformation of ice // Journ. of Glaciology. 1952. V. 2. № 12. P. 111–114. doi: 10.3189/S0022143000034067.

*González-Velázquez J.L.* A Practical Approach to Fracture Mechanics. Elsevier, 2021. 274 p.

*Greve R.*, *Blatter H.* Dynamics of ice sheets and glaciers. Springer Science & Business Media, 2009. 300 p.

*Hambrey M.J.*, *Müller F.* Structures and ice deformation in the White Glacier, Axel Heiberg Island, North West Territories, Canada // Journ. of Glaciology. 1978. V. 20. № 82. P. 41–66. doi: 10.3189/S0022143000021213.

*Huybrechts P.* The Antarctic ice sheet and environmental change: a three-dimensional modelling study. Ber. Polarforsch. 1992. № 99. 244 p.

Ice runway in the area of Novolazarevskaya Station. Initial environmental evaluation. XXV ATCM. Working Paper WP-015. 2001. 40 p.

*Inagaki O.* Legal Issues concerning DROMLAN under the Antarctic Treaty System // Yearb. Polar Law Online. 2020. V. 12. № 1. P. 61–74. doi: 10.1163/22116427_012010006.

*Jennings S.J.A.*, *Hambrey M.J.* Structures and deformation in glaciers and ice sheets // Rev. of Geophys. 2021. V. 59. № 3. e2021RG000743. doi: 10.1029/2021RG000743.

*Jol H.M.* Ground penetrating radar: Theory and applications. Elsevier, 2009. 543 p.

*Markov A.*, *Polyakov S.*, *Sun B., Lukin V.*, *Popov S.*, *Yang H.*, *Zhang T.*, *Cui X.*, *Guo J.*, *Cui P.*, *Zhang L.*, *Greenbaum J.*, *Mirakin A.*, *Voyevodin A.*, *Boronina A.*, *Sukhanova A.*, *Deshovykh G.*, *Krekhov A.*, *Zarin S.*, *Semyonov A.*, *Soshchenko V.*, *Mel'nik A.* The conditions of the formation and existence of «Blue Ice Areas» in the ice flow transition region from the Antarctic ice sheet to the Amery Ice Shelf in the Larsemann Hills area // Polar Sci. 2019. V. 22. P. 100478. doi: 10.1016/j.polar.2019.08.004.

*Nye J.F.* A method of determining the strain-rate tensor at the surface of a glacier // Journ. of Glaciology. 1959. V. 3. № 25. P. 409–419.

*Pook L.P.* Linear elastic fracture mechanics for engineers: theory and applications. WIT Press, Southampton, Boston, UK, 2000. 161 p.

Antarctica: theory, experiments and applications in paleoreconstructions. M.: Fizmatlit, 2007: 223 p. [In Russian].

*Savatyugin L.M.*, *Preobrazhenskaya M.A. Rossiyskie issledovaniya v Antarktike.* Russian research in Antarctica. St. Petersburg: Hydrometeoizdat, 2000: 288 p. [In Russian].

*Colgan W.*, *Rajaram H.*, *Abdalati W.*, *McCutchan C.*, *Mottram R.*, *Moussavi M.S.*, *Grigsby S.* Glacier crevasses: Observations, models, and mass balance implications. Rev. Geophys. 2016, 54 (1): 119–161. doi: 10.1002/2015RG000504.

*Glen J.* Experiments on the deformation of ice. Journ. of Glaciology. 1952, 2 (12): 111–114. doi: 10.3189/S0022143000034067.

*González-Velázquez J.L.* A Practical Approach to Fracture Mechanics. Elsevier. 2021: 274.

*Greve R.*, *Blatter H.* Dynamics of ice sheets and glaciers. Springer Science & Business Media, 2009: 300 p.

*Hambrey M.J.*, *Müller F.* Structures and ice deformation in the White Glacier, Axel Heiberg Island, North West Territories, Canada. Journ. of Glaciology. 1978, 20 (82): 41–66. doi: 10.3189/S0022143000021213.

*Huybrechts P.* The Antarctic ice sheet and environmental change: a three-dimensional modelling study. Ber. Polarforsch. 1992, 99: 244 p.

Ice runway in the area of Novolazarevskaya Station. Initial environmental evaluation. XXV ATCM, 2001. Working Paper WP-015. 2001: 40 p.

*Inagaki O.* Legal Issues concerning DROMLAN under the Antarctic Treaty System. Yearb. Polar Law Online. 2020, 12 (1): 61–74. doi: 10.1163/22116427_012010006.

*Jennings S.J.A.*, *Hambrey M.J.* Structures and deformation in glaciers and ice sheets. Rev. of Geophys. 2021, 59 (3): e2021RG000743. doi: 10.1029/2021RG000743.

*Jol H.M.* Ground penetrating radar: Theory and applications. Elsevier, 2009: 543 p.

*Markov A.*, *Polyakov S.*, *Sun B.*, *Lukin V.*, *Popov S.*, *Yang H.*, *Zhang T.*, *Cui X.*, *Guo J.*, *Cui P.*, *Zhang L.*, *Greenbaum J.*, *Mirakin A.*, *Voyevodin A.*, *Boronina A.*, *Sukhanova A.*, *Deshovykh G.*, *Krekhov A.*, *Zarin S.*, *Semyonov A.*, *Soshchenko V.*, *Mel'nik A.* The conditions of the formation and existence of «Blue Ice Areas» in the ice flow transition region from the Antarctic ice sheet to the Amery Ice Shelf in the Larsemann Hills area. Polar Sci. 2019, 22: 100478. doi: 10.1016/j.polar.2019.08.004.

*Nye J.F.* A method of determining the strain-rate tensor at the surface of a glacier. Journ. of Glaciology. 1959, 3 (25): 409–419.

*Pook L.P.* Linear elastic fracture mechanics for engineers: theory and applications. WIT Press, Southampton, Boston, UK. 2000: 161.

# Содержание журнала за 2022 год

# Contents of four issues of the Journal for 2022

## Ледники и ледниковые покровы

*Г.А. Носенко, А.Я. Муравьев, С.А. Никитин.* Баланс массы ледников Корякского нагорья Нежданный и Соседний за 1961–2016 гг. С. 5–16*.

*А.Р. Агатова, Р.К. Непоп, Д.А. Ганюшкин, Д. Отгонбаяр, С.А. Грига, И.Ю. Овчинников.* Влияние землетрясения 1988 г. на оледенение и рельеф массива Цамбагарав (Западная Монголия). С. 17–34.

*А.В. Большунов, Д.А. Васильев, С.А. Игнатьев, А.Н. Дмитриев, Н.И. Васильев.* Механическое бурение ледников с очисткой забоя сжатым воздухом. С. 35–46.

*М.Д. Докукин, Е.А. Савернюк, М.Ю. Беккиев, Р.Х. Калов, А.В. Хаткутов.* Эволюция озёр у ледника Джикиуганкез (Северное Приэльбрусье) в 1957–2020 гг. с учётом подземных каналов стока. С. 47–62.

*И.И. Лаврентьев, С.С. Кутузов, В.Н. Михаленко, М.С. Судакова, А.В. Козачек.* Пространственно-временна́я изменчивость снегонакопления на Западном плато Эльбруса (Центральный Кавказ). С. 165–178.

*А.Я. Муравьев, Г.А. Носенко.* Сокращение оледенения хребта Улахан-Чистай (горы Черского) в 1970–2018 гг. С. 179–192.

*К.В. Ромашова, Р.А. Чернов.* О формировании новых приледниковых озёр в бассейне залива Грёнфьорд (Шпицберген) в 1938–2010 гг. С. 193–202.

*Б.Р. Мавлюдов.* Летний баланс массы ледникового купола Беллинсгаузен на острове Кинг-Джордж, Антарктика. С. 325–342.

*П.А. Торопов, А.А. Шестакова, Ю.И. Ярынич, С.С. Кутузов.* Моделирование орографической составляющей осадков на примере Эльбруса. С. 485–503.

*А.А. Екайкин, К.Б. Чихачев, А.Н. Верес, В.Я. Липенков, Н.А. Тебенькова, А.В. Туркеев.* Профиль плотности снежно-фирновой толщи в районе станции Восток, Центральная Антарктида. С. 504–511.

*Г.А. Черняков, Р.А. Чернов.* Влияние льдообразования в трещинах на поле температур в холодном слое ледника. С. 512–526.

*А.Л. Кокарев, В.П. Капица, Т. Больх, И.В. Северский, Н.Е. Касаткин, М. Шахгеданова, З.С. Усманова.* Результаты геодезических измерений баланса массы некоторых ледников Заилийского Алатау. С. 527–538.

## Снежный покров и снежные лавины

*В.Г. Калинин, А.А. Шайдулина, В.С. Русаков, М.А. Фасахов.* Математико-геоинформационное моделирование процесса снеготаяния на речных водосборах Прикамья. С. 63–74.

*К.А. Перевертин, А.И. Белолюбцев, Е.А. Дронова, И.Ф. Асауляк, И.А. Кузнецов, М.А. Мазиров, Т.А. Васильев.* Влияние режима снежного покрова на агрономические риски развития розовой снежной плесени. С. 75–80.

*Д.К. Першин, Л.Ф. Лубенец, Д.В. Черных.* Оценка параметров снежного покрова по данным наблюдений на метеостанциях в небольших речных бассейнах на юге Западной Сибири. С. 81–98.

*Е.Н. Казакова, Е.А. Подольский, Н.А. Казаков.* Катастрофические лавины на Сахалине и Курильских островах (1910–2020 гг.). С. 99–112.

*Ю.Я. Мачерет, А.В. Сосновский, А. Ф. Глазовский.* Диэлектрические свойства почв и грунтов и оценка их гидротермического состояния под снежным покровом по данным радиозондирования. С. 203–216.

*С.В. Ясинский, М.В. Сидорова, М.Б. Алиева, Р.А. Чернов, А.Н. Нарыков.* Динамика и пространственное распределение снегозапасов в крупном городе в бассейне Волги (на примере Нижнего Новгорода). С. 217–226.

*А.В. Захарченко, Д.В. Московченко, А.А. Тигеев.* Анализ неоднородности химического состава снежного покрова с использованием методов кластеризации (k-means) и ГИС-технологии. С. 227–240.

*В.А. Лобкина, А.А. Музыченко.* Результаты испытаний системы мониторинга снеговой нагрузки зимой 2020/21 г. С. 241–250.

*Н.И. Быков, Д.В. Черных, Д.К. Першин, Р.Ю. Бирюков, Л.Ф. Лубенец, Д.В. Золотов.* Пространственная и временна́я изменчивость снежного покрова в южной лесостепи Верхней Оби. С. 343–359.

* Номера страниц в журналах: № 1 – 1–160 стр.; № 2 – 161–320 стр.; № 3 – 321–480 стр.; № 4 – 481–640 стр.

*Л.Х. Ингель, А.А. Макоско.* К оценке интенсивности горизонтального переноса снежных масс в области аномалии силы тяжести. С. 360–362.

*К.Ю. Литвинцев, А.А. Гаврилов, А.А. Дектерев, Ю.Н. Захаринский, А.В. Минаков, С.А. Филимонов, К.А. Финников.* Численное моделирование осаждения снега вблизи снегозадерживающих заборов. С. 539–550.

*Д.В. Московченко, Р.Ю. Пожитков, А.А. Тигеев.* Оценка содержания металлов и металлоидов в снежном покрове на участках нефтедобычи Среднего Приобья. С. 551–563.

*О.В. Шевцова, Е.Д. Добротина, А.Б. Гончарова, А.П. Недашковский.* Химические характеристики снежного покрова в высокоширотной Арктике (мыс Баранова, остров Большевик, архипелаг Северная Земля). С. 564–578.

## Морские, речные и озёрные льды

*И.Е. Фролов, М.Ю. Кулаков, К.В. Фильчук.* Баланс льда в Северном Ледовитом океане в 1979–2019 гг. (по данным моделирования). С. 113–124.

*Р.И. Май, Р.Б. Гузенко, О.В. Таровик, А.Г. Топаж, А.В. Юлин.* Стохастическое моделирование полей сплочённости ледяного покрова для оценки условий плавания по трассе Северного морского пути. С. 125–140.

*А.Н. Махинов, В.И. Ким, А.Ф. Махинова, Д.В. Матвеенко.* Содержание тяжёлых металлов во льду нижнего течения реки Амур. С. 251–260.

*В.И. Бутаков, Я.В. Тихонравова, Е.А. Слагода.* Взаимосвязь строения и химического состава прибрежно-морского и озёрного льда в районе мыса Марре-Сале, Западный Ямал. С. 261–274.

*В.В. Харитонов, В.А. Бородкин.* Особенности текстуры многолетнего пресного льда в заливе Транскрипция (Восточная Антарктида) в период летнего таяния. С. 275–286.

*С.Д. Григорьева, М.Р. Кузнецова, М.В. Шитов, Г.В. Пряхина, М.П. Кашкевич.* Аномальный рельеф дна малого озера в оазисе Ларсерманн (Восточная Антарктида). С. 377–386.

*В.Н. Баклагин.* Многолетняя изменчивость сплочённости льда Белого моря по спутниковым данным. С. 579–590.

*В.П. Епифанов, С.А. Лычев.* Двойная периодичность механических свойств тонкого ледяного поля, сформированного в условиях бокового стеснения. С. 591–606.

*Л.П. Голобокова, И.А. Круглинский, А.О. Почуфаров, И.И. Маринайте, Н.А. Онищук, М.Д. Кравчишина, М.В. Флинт, М.Ю. Шиховцев, О.И. Хуриганова.* Химический состав атмосферного аэрозоля арктических районов в летний период 2021 года. С. 607–620.

## Подземные льды и наледи

*А.И. Смирнов, Ю.В. Соколов.* Распространение пещер с многолетним льдом на Южном Урале и в Предуралье. С. 363–376.

## Палеогляциология

*А.Н. Назаров, О.Н. Соломина, В.С. Мыглан.* Абсолютный и относительный возраст морен стадий Актру и Исторической ледников Центрального Алтая по данным лихенометрии и дендрохронологии. С. 387–409.

*Н.А. Буданцева, Ю.К. Васильчук.* Реконструкция среднеянварской температуры воздуха в голоцене в низовьях реки Колымы. С. 410–426.

## Прикладные проблемы

*А.А. Суханова, В.В. Харитонов, С.В. Попов, М.П. Кашкевич.* Применение метода георадиолокации для обеспечения безопасности логистических операций в районе станции Русская в Западной Антарктиде. С. 427–440.

*В.А. Распутина, Г.В. Пряхина, Д.А. Ганюшкин, Д.В. Банцев, Н.А. Панютин.* Особенности уровенного режима приледниковых моренно-подпрудных озёр в стадии роста (на примере озёр горного массива Таван-Богдо-Ола, Юго-Восточный Алтай). С. 441–454.

*С.В. Попов, М.П. Кашкевич, А.С.Боронина.* Состояние взлётно-посадочной полосы станции Новолазаревская (Восточная Антарктида) и оценка безопасности её эксплуатации по данным исследований 2021 г. С. 621–636

### Путешествия, открытия

*В.В. Лукин.* На льдине через море Уэдделла (к 30-летию со дня открытия первой антарктической дрейфующей научной станции). С. 305–320.

### Обзоры и хроника

*А.С. Боронина.* Крупные прорывы озёр антарктических оазисов: обобщение современных знаний. С. 141–160.
*Т.Н. Постникова, О.О. Рыбак.* Глобальные гляциологические модели: новый этап в развитии методов прогнозирования эволюции ледников. Часть 2. Постановка экспериментов и практические приложения. С. 287–304.
*Д.Д. Бокучава, В.А. Семенов.* Роль естественных колебаний и факторов внешнего воздействия на климат в потеплении середины XX века в Северном полушарии. С. 455–474.
*В.М. Котляков.* К 25-летию выхода в свет Атласа снежно-ледовых ресурсов мира. С. 475–480.

### Алфавитный указатель

**А**гатова А.Р. . . . . .С. 17
Алиева М.Б. . . . . .С. 217
Асауляк И.Ф. . . . . .С. 75
**Б**аклагин В.Н. . . . . .С. 579
Банцев Д.В. . . . . .С. 441
Беккиев М.Ю. . . . . .С. 47
Белолюбцев А.И. . . . . .С. 75
Бирюков Р.Ю. . . . . .С. 343
Бокучава Д.Д. . . . . .С. 455
Больх Т. . . . . .С. 527
Большунов А.В. . . . . .С. 35
Бородкин В.А. . . . . .С. 275
Боронина А.С. . . . . С. 141, 621
Буданцева Н.А. . . . . .С. 410
Бутаков В.И. . . . . .С. 261
Быков Н.И. . . . . .С. 343
**В**асильев Д.А. . . . . .С. 35
Васильев Н.И. . . . . .С. 35
Васильев Т.А. . . . . .С. 75
Васильчук Ю.К. . . . . .С. 410
Верес А.Н. . . . . .С. 504
**Г**аврилов А.А. . . . . .С. 539
Ганюшкин Д.А. . . . . С. 17, 441
Глазовский А.Ф. . . . . .С. 203
Голобокова Л.П. . . . . .С. 607
Гончарова А.Б. . . . . .С. 564
Грига С.А. . . . . .С. 17
Григорьева С.Д. . . . . .С. 377
Гузенко Р.Б. . . . . .С. 125
**Д**ектерев А.А. . . . . .С. 539
Дмитриев А.Н. . . . . .С. 35
Добротина Е.Д. . . . . .С. 564
Докукин М.Д. . . . . .С. 47
Дронова Е.А. . . . . .С. 75
**Е**кайкин А.А. . . . . .С. 504
Епифанов В.П. . . . . .С. 591
**З**ахаринский Ю.Н. . . . . .С. 539
Захарченко А.В. . . . . .С. 227
Золотов Д.В. . . . . .С. 343
**И**гнатьев С.А. . . . . .С. 35
Ингель Л.Х. . . . . .С. 360
**К**азаков Н.А. . . . . .С. 99
Казакова Е.Н. . . . . .С. 99
Калинин В.Г. . . . . .С. 63
Калов Р.Х. . . . . .С. 47
Капица В.П. . . . . .С. 527
Касаткин Н.Е. . . . . .С. 527
Кашкевич М.П. . . С. 377, 427, 621
Ким В.И. . . . . .С. 251
Козачек А.В. . . . . .С. 165
Кокарев А.Л. . . . . .С. 527
Котляков В.М. . . . . .С. 475
Кравчишина М.Д. . . . . .С. 607
Круглинский И.А. . . . . .С. 607
Кузнецов И.А. . . . . .С. 75
Кузнецова М.Р. . . . . .С. 377
Кулаков М.Ю. . . . . .С. 113
Кутузов С.С. . . . . С. 165, 485
**Л**аврентьев И.И. . . . . .С. 165
Липенков В.Я. . . . . .С. 504
Литвинцев К.Ю. . . . . .С. 539
Лобкина В.А. . . . . .С. 241
Лубенец Л.Ф. . . . . С. 81, 343
Лукин В.В. . . . . .С. 305
Лычев С.А. . . . . .С. 591
**М**авлюдов Б.Р. . . . . .С. 325
Мазиров М.А. . . . . .С. 75
Май Р.И. . . . . .С. 125
Макоско А.А. . . . . .С. 360
Маринайте И.И. . . . . .С. 607
Матвеенко Д.В. . . . . .С. 251
Махинов А.Н. . . . . .С. 251
Махинова А.Ф. . . . . .С. 251
Мачерет Ю.Я. . . . . .С. 203
Минаков А.В. . . . . .С. 539
Михаленко В.Н. . . . . .С. 165
Московченко Д.В. . . . С. 227, 551
Музыченко А.А. . . . . .С. 241
Муравьев А.Я. . . . . С. 5, 179
Мыглан В.С. . . . . .С. 387
**Н**азаров А.Н. . . . . .С. 387
Нарыков А.Н. . . . . .С. 217
Недашковский А.П. . . . . .С. 564
Непоп Р.К. . . . . .С. 17
Никитин С.А. . . . . С. 5
Носенко Г.А. . . . . С. 5, 179
**О**вчинников И.Ю. . . . . .С. 17
Онищук Н.А. . . . . .С. 607
Отгонбаяр Д. . . . . .С. 17
**П**анютин Н.А. . . . . .С. 441

Перевертин К.А. . . . . .С. 75
Першин Д.К. . . . . С. 81, 343
Подольский Е.А. . . . . .С. 99
Пожитков Р.Ю. . . . . .С. 551
Попов С.В. . . . . С. 427, 621
Постникова Т.Н. . . . . .С. 287
Почуфаров А.О. . . . . .С. 607
Пряхина Г.В. . . . . С. 377, 441
**Р**аспутина В.А. . . . . .С. 441
Ромашова К.В. . . . . .С. 193
Русаков В.С. . . . . .С. 63
Рыбак О.О. . . . . .С. 287
**С**авернюк Е.А. . . . . .С. 47
Северский И.В. . . . . .С. 527
Семенов В.А. . . . . .С. 455
Сидорова М.В. . . . . .С. 217
Слагода Е.А. . . . . .С. 261
Смирнов А.И. . . . . .С. 363
Соколов Ю.В. . . . . .С. 363
Соломина О.Н. . . . . .С. 387
Сосновский А.В. . . . . .С. 203
Судакова М.С. . . . . .С. 165
Суханова А.А. . . . . .С. 427
**Т**аровик О.В. . . . . .С. 125
Тебенькова Н.А. . . . . .С. 504
Тигеев А.А. . . . . С. 227, 551
Тихонравова Я.В. . . . . .С. 261
Топаж А.Г. . . . . .С. 125
Торопов П.А. . . . . .С. 485
Туркеев А.В. . . . . .С. 504
**У**сманова З.С. . . . . .С. 527
**Ф**асахов М.А. . . . . .С. 63
Филимонов С.А. . . . . .С. 539
Фильчук К.В. . . . . .С. 113
Финников К.А. . . . . .С. 539
Флинт М.В. . . . . .С. 607
Фролов И.Е. . . . . .С. 113
**Х**аритонов В.В. . . . . С. 275, 427
Хаткутов А.В. . . . . .С. 47
Хуриганова О.И. . . . . .С. 607
**Ч**ернов Р.А. . . . . С. 193, 217, 512
Черных Д.В. . . . . С. 81, 343
Черняков Г.А. . . . . .С. 512
Чихачев К.Б. . . . . .С. 504
**Ш**айдулина А.А. . . . . .С. 63
Шахгеданова М. . . . . .С. 527
Шевцова О.В. . . . . .С. 564
Шестакова А.А. . . . . .С. 485
Шитов М.В. . . . . .С. 377
Шиховцев М.Ю. . . . . .С. 607
**Ю**лин А.В. . . . . .С. 125
**Я**рынич Ю.И. . . . . .С. 485
Ясинский С.В. . . . . .С. 217

Подписано в печать 30.11.2022 г. Дата выхода в свет 28.12.2022 г. Формат $60 \times 88^{1}/_{8}$. Цифровая печать.
Усл.печ.л. 19.56. Уч.-изд.л. 20.0. Бум.л. 10.0. Тираж 21 экз. Бесплатно. Заказ 5758.

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

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

Оригинал-макет подготовлен в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки
Институт географии Российской академии наук.
Издатель: Российская академия наук, 119991 Москва, Ленинский просп., 14.
Исполнитель по госконтракту № 4У-ЭА-131-21 ООО «Тематическая редакция»,
125252, г. Москва, ул. Зорге, д. 19, этаж 3, помещ. VI, комн. 44.
**16+** Отпечатано в типографии «Book Jet» (ИП Коняхин А.В.), 390005, г. Рязань, ул. Пушкина, 18, тел. (4912) 466-151.