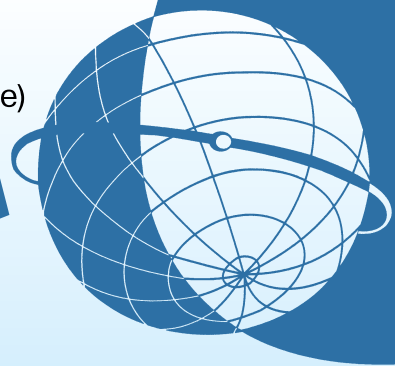


ISSN 2076-6734 (Print)
ISSN 2412-3765 (Online)



Лёд и Снег Ice and Snow



ТОМ **60**
№ **2**, 2020

Журнал основан в 1961 г. по идее и инициативе Владимира Михайловича Котлякова

В 1961–2009 гг. журнал носил название «Материалы гляциологических исследований»

Выходит 4 раза в год. ISSN 2076-6734 (Print), ISSN 2412-3765 (Online)

The journal is established in 1961 by the idea and initiative of Vladimir Kotlyakov

In 1961–2009 the journal had the name «Data of Glaciological Studies»

Four issues per year. ISSN 2076-6734 (Print), ISSN 2412-3765 (Online)

Журнал издаётся под руководством Отделения наук о Земле РАН

The journal is covered in the Web of Science™ Core Collection, Emerging Sources Citation Index (ESCI)

Журнал индексируется в the Web of Science™ Core Collection, Emerging Sources Citation Index (ESCI)

Состав редколлегии:

Главный редактор – академик РАН В.М. Котляков

Ответственный секретарь редколлегии – канд. геогр. наук О.В. Рототаева

Редактор – Л.С. Дмитриева

Члены редколлегии:

д-р Т. Вихма (Финляндия), канд. геогр. наук Н.А. Володичева,

канд. геогр. наук А.Ф. Глазовский (зам. главного редактора),

д-р геогр. наук В.Н. Голубев, д-р П.Я. Гройсман (США),

д-р физ.-мат. наук С.С. Зилитинкевич, д-р геогр. наук В.Г. Коновалов,

д-р геогр. наук Н.И. Коронкевич, канд. геогр. наук С.С. Кутузов,

канд. геогр. наук В.Я. Липенков, д-р геогр. наук Ю.Я. Мачерет,

канд. геогр. наук А.А. Медведев, д-р геогр. наук В.Н. Михаленко,

д-р Ф. Наварро (Испания), канд. геогр. наук Н.И. Осокин,

д-р геогр. наук А.В. Панин, канд. геогр. наук В.В. Попова,

д-р Д. Райно (Франция), д-р физ.-мат. наук А.Н. Саламатин,

акад. НАН Республики Казахстан И.В. Северский,

чл.-корр. РАН В.А. Семенов, канд. геогр. наук С.А. Сократов,

чл.-корр. РАН О.Н. Соломина (зам. главного редактора),

д-р геогр. наук А.В. Сосновский, канд. геол.-минер. наук В.Е. Тумской,

чл.-корр. РАН И.Е. Фролов, канд. геогр. наук Т.Е. Хромова,

д-р геогр. наук К.В. Чистяков

Editorial Board:

Editor-in-Chief – Academician Vladimir M. Kotlyakov

Editorial Secretary – Oksana V. Rototaeva

Editor – Lyubov S. Dmitrieva

Members of the editorial board:

K.V. Chistyakov, I.E. Frolov, A.F. Glazovsky (deputy of the Editor-in-Chief),

V.N. Golubev, P.Ya. Groisman (USA), T.E. Khromova, V.G. Konovalov,

N.I. Koronkevich, S.S. Kutuzov, V.Ya. Lipenkov, Yu.Ya. Macheret,

A.A. Medvedev, V.N. Mikhalenko, F. Navarro (Spain), N.I. Osokin,

A.V. Panin, V.V. Popova, D. Raynaud (France), A.N. Salamatina,

V.A. Semenov, I.V. Seversky (Kazakhstan), S.A. Sokratov,

O.N. Solomina (deputy of the Editor-in-Chief),

A.V. Sosnovsky, V.E. Tumskoy, T. Vihma (Finland),

N.A. Volodicheva, S.S. Zilitinkevich

В подготовке журнала к печати принимали участие:

С.Н. Волосевич, Л.В. Набокова, П.Р. Накалов

Адрес редакции журнала «Лёд и Снег»:

117312 Москва,

ул. Вавилова, 37, Институт географии РАН.

Тел.: 8-(499) 124-73-82

khronika@mail.ru

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

Фото на обложке: Ледник Маншук Маметовой в хребте Заилийский Алатау в августе 2010 г.
Фото В.П. Благовещенского.

Photo on the cover: Manshuk Mametova Glacier in Zailiysky Alatau Range, August 2010.
Photo by V.P. Blagoveshchensky.

© Российская академия наук, 2020

© Русское географическое общество, 2020

© Редколлегия журнала «Лёд и Снег» (составитель), 2020

© V.P. Blagoveshchensky, 2020

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
INSTITUTE OF GEOGRAPHY

РУССКОЕ
ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО



RUSSIAN
GEOGRAPHICAL SOCIETY

Лёд и Снег

Том 60, № 2, 2020

Ice and Snow

Contents

Glaciers and Ice Sheets

- V.G. Kononov.* Changes and representativeness of mountain glaciation parameters 165
- A.G. Khairedinova, S.S. Kutuzov, V.N. Mikhaleiko, D.V. Korost, A.N. Khomyak.* Employing X-ray computed tomography for the non-destructive ice cores analysis 182
- A.V. Terekhov, G.V. Tarasov, O.R. Sidorova, V.E. Demidov, M.A. Anisimov, S.R. Verkulich.* Estimation of mass balance of Aldegondabreen (Spitsbergen) in 2015–2018 based on ArcticDEM, geodetic and glaciological measurements 192

Snow Cover and Avalanches

- V.M. Kotlyakov, N.I. Osokin, A.V. Sosnovsky.* Dynamics of seasonally thawed layer on Svalbard and the Antarctic Peninsula in the XXI century according to modeling data 201
- A.P. Medeu, V.P. Blagovechshenskiy, N.E. Kasatkin, V.P. Kapitsa, M.K. Kasenov, Zh.T. Raymbekova.* Glacial debris flows in Zailiysky Alatau over the past 120 years. 213

Ground Ice and Icings

- Ya.V. Tikhonravova, E.A. Slagoda, V.V. Rogov, V.I. Butakov, A.V. Lupachev, A.O. Kuznetsova, G.V. Simonova.* Heterogeneous ices in ice wedges structure on the Pur-Taz interfluvial peatlands of the north of West Siberia 225

Sea, River and Lake Ice

- E.V. Zabolotskiy, K.S. Khvorostovsky, E.A. Balashova, S.M. Azarov, V.N. Kudryavtsev.* Variability of sea ice in the Arctic according to the Arctic Portal. 239

Palaeoglaciology

- N.A. Budantseva, A.A. Maslakov, Yu.K. Vasil'chuk, A.V. Baranskaya, N.V. Belova, A.C. Vasil'chuk, F.A. Romanenko.* Winter air temperature in the early and middle Holocene on the eastern coast of Daurkin Peninsula, Chukotka, reconstructed from stable isotopes of ice wedges 251

Applied Problems

- G.S. Bordonskiy, S.D. Krylov, A.A. Gurulev.* Ice 0 in the natural environment. Experimental data and assumed areas of its existence 263
- V.P. Epifanov.* Contact fracture behavior of ice 274

Travels, Discoveries

- V.N. Mikhaleiko.* Exploring Arctic glaciers during the Cold War: continuation of the story. 285

Critique and Bibliography

- V.M. Kotlyakov, L.P. Chernova.* Annotated bibliography of the Russian languages literature on glaciology for 2018 295

Содержание

Ледники и ледниковые покровы

- В.Г. Коновалов.** Изменения и репрезентативность параметров горного оледенения 165
- А.Г. Хайрединова, С.С. Кутузов, В.Н. Михаленко, Д.В. Корост, А.Н. Хомяк.** Применение методики компьютерной томографии для неразрушающего анализа ледниковых кернов 182
- А.В. Терехов, Г.В. Тарасов, О.Р. Сидорова, В.Э. Демидов, М.А. Анисимов, С.Р. Веркулич.** Оценка баланса массы ледника Альдегонда (Западный Шпицберген) в 2015–2018 гг. на основе модели ArcticDEM, геодезических и гляциологических данных 192

Снежный покров и снежные лавины

- В.М. Котляков, Н.И. Осокин, А.В. Сосновский.** Динамика сезонно-талого слоя на Шпицбергене и Антарктическом полуострове в XXI в. по результатам моделирования 201
- А.Р. Медеу, В.П. Благовещенский, Н.Е. Касаткин, В.П. Капица, М.К. Касенов, Ж.Т. Раймбекова.** Гляциальные сели в Заилийском Алатау за последние 120 лет 213

Подземные льды и наледи

- Я.В. Тихонравова, Е.А. Слагода, В.В. Рогов, В.И. Бутаков, А.В. Лупачёв, А.О. Кузнецова, Г.В. Симонова.** Гетерогенное строение полигонально-жильных льдов в торфяниках Пур-Тазовского междуречья 225

Морские, речные и озёрные льды

- Е.В. Заболотских, К.С. Хворостовский, Е.А. Балашова, С.М. Азаров, В.Н. Кудрявцев.** Изменчивость морского льда в Арктике по данным Арктического портала 239

Палеогляциология

- Н.А. Буданцева, А.А. Маслаков, Ю.К. Васильчук, А.В. Баранская, Н.В. Белова, А.К. Васильчук, Ф.А. Романенко.** Реконструкция зимней температуры воздуха раннего и среднего голоцена по изотопному составу ледяных жил восточного побережья полуострова Дауркина, Чукотка 251

Прикладные проблемы

- Г.С. Бордонский, С.Д. Крылов, А.А. Гурулев.** Лёд 0 в природной среде. Экспериментальные данные и предполагаемые области его существования 263
- В.П. Епифанов.** Особенности контактного разрушения льда 274

Путешествия, открытия

- В.Н. Михаленко.** Исследование ледников Арктики во время холодной войны: продолжение истории 285

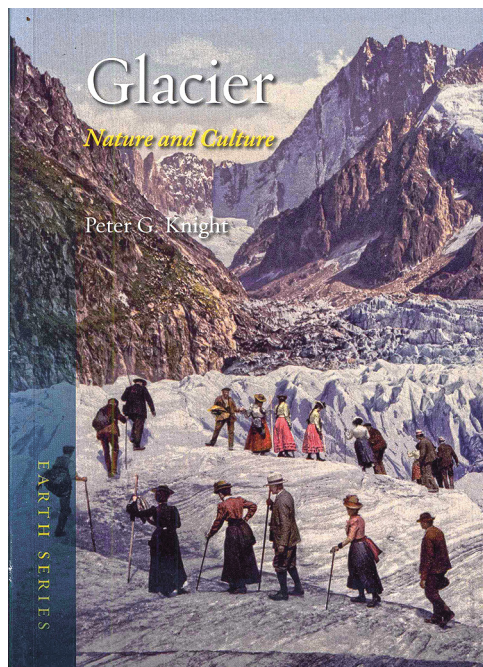
Критика и библиография

- В.М. Котляков, Л.П. Чернова.** Аннотированная библиография русскоязычной литературы по гляциологии за 2018 год 295

Необычная книга. Unusual book

Peter G. Knight. Glacier: Nature and Culture. London: Reaktion Books, 2019. 223 p. ISBN: 978-1-78914-134-4.

«Можно подумать, что Монблан, подобно божеству стоиков, является гигантским животным, и его ледяная кровь беспрерывно струится по каменным жилам».
(М. и П.-Б. Шелли, 1817 г.) [1]



В ноябре 2019 г. вышла в свет новая книга с незатейливым названием «Ледник: природа и культура», но с очень своеобразным содержанием. Эта книга — не просто очередной учебник по гляциологии. Советую прочитать её всем, кто интересуется ледниками и за пределами обычных научных рамок. Автор книги — Питер Найт, геоморфолог и гляциолог, преподаватель географии в Килском университете в Англии. Его многие знают как автора книг «Glaciers» (1999 г.) [2], «A Quick Introduction to Glaciers and Glacial Landscapes» (2015 г.) [3] и как редактора фундаментального справочного труда по современным проблемам гляциологии «Glacier Science and Environmental Change» (2006 г.) [4]. Но его новая книга — иного свойства.

П. Найт в предисловии книги пишет, что есть много способов взглянуть на мир и то, что мы видим, определяется тем, как мы решили на него смотреть. Художник, учёный, политик, инженер — у каждого своя точка зрения, поэтому каждый видит разное. Существует много книг о ледниках, которые посвящены динамике ледников, изменению климата, геоморфологии, физике, гидрологии и пр. На первый взгляд, кажется, что точка зрения физических наук тут главенствует. В книге П. Найта действительно рассматриваются базовые научные представления о ледниках, истории ледниковых периодов, способах, с помощью которых ледники преобразуют ландшафты, о роли ледников в большой глобальной системе изменений климата и повышении уровня моря, но этим книга не исчерпывается. Марсель Пруст в романе «В поисках утраченного времени. Пленница» [5] писал, что единственный истинный путь открытий состоит не в том, чтобы исследовать новые места, а в том, чтобы видеть новыми глазами, глазами сотен других людей увидеть то вселенных.

И эта книга рассматривает ледники не только глазами учёных, но и путешественников, политиков, художников, поэтов и рассказчиков. Мы учимся, видя вещи в разных контекстах, и мы видим больше, когда смотрим с разных точек зрения. Жизнь человечества развивалась в необычный период истории Земли, в течение которого существовали ледники. Но прошло менее двухсот лет с тех пор, как люди стали понимать, что ледники могут расти и сокращаться, что когда-то они были более обширными, чем сейчас, и что многие из них исчезают в ответ на воздействие человека на окружающую среду. Это осознание стало существенным сдвигом, сменой парадигмы как в науке, так и во взаимодействии культуры с природой. Автор книги называет это «ледниковым поворотом/переворотом»: мы живём не только в физическом ледниковом периоде, в котором ледники воздействуют на ландшафт, но и в культурном ледниковом периоде, в котором наше понимание того, как ледники вписываются в жизнь планеты, определяет наш взгляд на мир и наше место в нём. За последние двести лет ледники всё больше влияли на культуру, духовность и наши представления о самих себе. Эти физические и культурные ледниковые периоды отражаются не только в нашей науке, нашем экологическом будущем и нашей экономике, но и в нашем искусстве и наших странствиях. Для читателей, которые мало или совсем ничего не знают о ледниках, эта книга представляет собой широкое введение, начиная от науки о том, как работают ледники, и заканчивая тем, как ледники фигурируют в искусстве и в человеческом воображении. Надеюсь, что для людей, которые уже что-то знают о ледниках, книга также предложит некоторые новые точки зрения.

Книга содержит 10 глав, 100 иллюстраций (из них 80 цветных), библиографию из 72 названий и указатель. Чтобы дать некоторое дополнительное представление о книге, перечислю эти главы: (1) Способы мышления о ледниках; (2) Как работают ледники; (3) Ледниковые периоды: ледники приходят, ледники уходят; (4) Краткая история ледниковой науки; (5) Ледники и большая глобальная система; (6) Ледниковая экономика: опасности, ресурсы, политика; (7) Ледники в искусстве; (8) Ледниковые истории и песни ... Однажды на леднике; (9) Приключения, исследования, вдохновение; (10) Ледники и будущее. А указатель, к тесту книги включает в себя (кроме уже упомянутого Марселя Пруста), например, и такие слова: единороги, Игра престолов, Ричард Фейнман, У.Х. Оден, вестерны (жанр фильма), термохалинная циркуляция океана, президент Барак Обама, ледник Давыдова (Киргизия), художник по месту службы, коренные народы, потерянные на ледниках самолёты, Звездные войны и А. Пушкин.

[1] Мэри Шелли и Перси Биши Шелли. История шестинедельной поездки по некоторым областям Франции, Швейцарии, Германии и Голландии с приложением писем, описывающих плавание вокруг Женевского озера и ледника Шамони // Шелли. Письма. Статьи. Фрагменты. (Серия «Литературные памятники»). М.: Наука, 1972. С. 290–236.

[2] Peter G. Knight. Glaciers. Psychology Press, 1999. 261 p. ISBN 0748740007.

[3] Peter G Knight. A Quick Introduction to Glaciers and Glacial Landscapes. 1st Edition. CreateSpace Independent Publishing Platform, 2015. 76 p. ISBN: 150898512X.

[4] Glacier Science and Environmental Change / Ed. Peter Knight. Blackwell Pub, 2006. 544 p. ISBN: 1-4051-0018-4.

[5] М. Пруст. В поисках утраченного времени: Пленница / Пер. с фр. Н. Любимова. Вступ. статья и коммент. А. Михайлова. Худож. Г. Клодт. М.: Худож. лит., 1990. 432 с.

А.Ф. Глазовский

Ледники и ледниковые покровы

УДК 556.131.11

doi: 10.31857/S2076673420020031

Изменения и репрезентативность параметров горного оледенения

© 2020 г. В.Г. Коновалов

Институт географии РАН, Москва, Россия
vladgeo@gmail.com

Changes and representativeness of mountain glaciation parameters

V.G. Konovalov

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
vladgeo@gmail.com

Received April 30, 2019 / Revised September 24, 2019 / Accepted December 13, 2019

Keywords: *ablation, Alay ridge, Altay, glaciation, modeling, monitoring, North Caucasus, Pamirs, seasonal runoff, summer mass balance.*

Summary

The study was aimed at analysis of changes in the area F_{gl} , the number N_{gl} and statistical parameters of distribution for different aggregates of glaciers over two periods: 1946–1975 and 1976–2005. The determined changes in the above parameters of glaciers located in river basins of the following mountain regions: the North Caucasus (Baksan, Chegem, Cherek, Malka, Teberda, Terek), Alay ridge (Akburu, Isfara, Isfayram, Shahimardan, Sokh), Altay (Aktru, Chuya, Katun) and Pamir (Gunt), are presented in the article. For better reliability of the height parameters of the glacier aggregates at the scale of the river basins, the maximum, minimum and average height values of individual glaciers were weighed by area. The trustworthiness of changes of the weighed height parameters confirms consistency with the linear relationship adopted at the scale of the river basin between the dimensions of the glaciers and the average weighed heights of beginning, end and average altitude of individual glaciers. Definition of the concept and the scale of representativeness of local measurements of glacier mass balance in the WGMS database is the actual glaciological problem. The proposed quantitative substantiation and the results of the selection of a group of representative glaciers are, in general, based on the use of parameters of dynamical state of individual glaciers distributed over several intervals from the minimum to maximum area values. The parameters of each glacier included: total area, volume, maximum and minimum height difference, index of morphological type, average thickness, orientation and slope of the surface. The sequence of determining the composition of a sample of representative glaciers on the example of glaciations in the basins of the Kyzylsu Western (Pamir) and Katun (Altai) rivers is described. Important part of the work was performed to reveal the possibilities to use local values (Ab – ablation/ B_s – summer mass balance) measured on *a priori* reference/representative glaciers in the WGMS database as an additional argument for modeling and calculation of river runoff at the scale of river basins for June–September and other time intervals. Adding of local values of Ab/B_s as a complementary argument to the regression equations for regional calculations of runoff of the rivers of a snow-glacial feeding in the North Caucasus, Pamir-Alai and Altai was found to be efficient in only limited number of cases. The hydrological representation of the glacier is a new characteristic of practical importance for solving problems of hydrology and glaciology in river basins of snow-glacial type of the flow formation, which include almost all Alpine river basins. The method of revealing the hydrological representativeness of local Ab/B_s measurements described in the paper may be used for glaciers from the existing WGMS network.

Citation: Konovalov V.G. Changes and representativeness of mountain glaciation parameters. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2019. 60 (2): 165–181. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673420020031.

Поступила 30 апреля 2019 г. / После доработки 24 сентября 2019 г. / Принята к печати 13 декабря 2019 г.

Ключевые слова: *абляция, Алайский хребет, Алтай, летний баланс массы, моделирование, мониторинг, оледенение, Памир, Северный Кавказ, сезонный сток.*

Описано изменение за 1946–2005 гг. статистических характеристик распределения высотных и площадных параметров для совокупностей ледников на Северном Кавказе, Алайском хребте, в бассейнах рек Катунь (Алтай) и Гунт (Памир). Установлены возможность и обоснованность использования локальных измерений абляции/летнего баланса массы на ледниках Джанкуат (Северный Кавказ), Малый Актру (Алтай) и Абрамова (Памиро-Алай) в качестве дополнительного источника информации при расчётах стока рек снегово-ледникового типа питания.

Введение

В базе данных Всемирной службы мониторинга ледников (*WGMS*) [1] содержатся многолетние ряды наблюдений за годовыми величинами абляции Ab и летнего баланса массы B_s на 38 горных ледниках, расположенных на суше, которым априорно присвоен [1–4] статус справочных (*reference*), опорных (*benchmark*) либо «репрезентативных». Число таких ледников указано в работе [1] по состоянию на 2012–2013 гг. Понятие ограниченной по объёму репрезентативной выборки, отражающей свойства генеральной совокупности, широко используется в различных областях науки и практики на основе известных статистических методов. К сожалению, эти методы не нашли применения в гляциологии при формировании [1] ограниченной выборки «репрезентативных» пунктов измерения баланса массы ледников. Пример использования такого типа выборки – результаты расчёта [2, 3] глобального баланса массы для всех 251 547 ледников Земли путём пространственной экстраполяции прямых измерений на 200–350 априорно заданных «репрезентативных» ледниках.

Следовательно, конкретизация понятия, количественное обоснование выбора репрезентативных объектов и исследование масштаба репрезентативности локальных измерений баланса массы ледников в базе данных [1] – актуальные гляциологические проблемы, решение которых служит одной из целей настоящей работы. Отметим также, что корректное применение в расчётах баланса массы термина опорный/справочный/репрезентативный ледник обязательно должно сопровождаться критерием, использованным для выявления данного признака и рекомендуемым либо возможным масштабом его пространственного распространения. Например, «ледник/группа ледников NN являются опорным(и) по площади/другому признаку/группе признаков в масштабе речного бассейна MM либо географического региона RR ».

Многолетние измерения составляющих баланса массы на ледниках в существующей сети *WGMS* можно рассматривать как источник информации для решения задач не только гляциологии, но и гидрологии в дополнение к стандартным данным метеостанций по осадкам и температуре воздуха, которые используются в расчётах и прогнозах состояния водных ресурсов. Для оценки ги-

дрологического потенциала балансовых измерений необходимы методика и исходные данные, отличающиеся от требуемых в предыдущей задаче. Как следствие сказанного, структура работы состоит из двух основных разделов, имеющих различную научно-методическую и информационную основу: 1) динамика и репрезентативность параметров горного оледенения; 2) гидрологическая репрезентативность ледников. Цель второго раздела, логически связанного с первым, состоит в развитии возможностей применения данных о балансе массы репрезентативных ледников совместно с информацией об осадках и температуре воздуха на сети метеостанций для решения задач гидрологии ледниковых бассейнов.

Исходные данные

Необходимое и очевидное условие разработки и совершенствования методов моделирования, расчёта и прогноза объёма стока с площади оледенения в бассейнах рек снегово-ледникового типа формирования стока – использование морфометрических параметров всех ледников, расположенных выше замыкающего гидрологического створа. Этому условию для горного оледенения, исключая Антарктику, Гренландию и островные ледники, соответствует информация в гляциологических каталогах [5–11]. При подготовке этих справочников использовались различные исходные данные и методы их обработки. Так, в Каталоге ледников СССР [5–7] контуры ледников, характеризующие состояние оледенения 60–70 лет тому назад, были визуализированы вручную по материалам аэрофотосъёмки в масштабах 1:20 000–1:25 000 и перенесены затем на топографические карты масштаба 1:100 000 для определения следующих параметров: числа ледников и их географических координат (долготы – $long$, широты – lat); площадей ледников f_{gl} и моренного покрова на них f_{mor} ; высот начала Z_{max} и конца ледника Z_{min} ; средней высоты ледника Z_{mean} , равной $(Z_{max} + Z_{min})0,5$; ориентации a_{gl} , максимальной l_{max} и минимальной l_{min} длин ледников. В Каталогах [9, 10] основой для полуавтоматического определения площади, высотных и других параметров ледников служили изображения со спутника *TERRA* (сканер *ASTER*), цифровые модели рельефа

Таблица 1. Гидрографические характеристики исследованных речных бассейнов I–IV*

Параметры	I – $F_{bas} = 7723 \text{ км}^2$		II – $F_{bas} = 58\,400 \text{ км}^2$		III – $F_{bas} = 9621 \text{ км}^2$		IV – $F_{bas} = 13\,700 \text{ км}^2$	
	Интервал, годы							
	1946–1975	1976–2005	1946–1975	1976–2005	1946–1975	1976–2005	1946–1975	1976–2005
$W_{bas}(1), \text{ км}^3$	4,98	5,30	19,60	18,76	3,41	3,57	3,18	3,50
$dW_{bas}(1), \%$	6,45		–4,27		4,69		10,06	
$W_{bas}(2), \text{ км}^3$	4,03	4,22	16,75	15,93	2,63	2,76	2,60	2,82
$dW_{bas}(2), \%$	4,75		–4,89		4,94		8,46	
$C_v W_{bas}(1)$	0,11	0,18	0,20	0,11	0,13	0,15	0,19	0,14
$C_v W_{bas}(2)$	0,14	0,19	0,19	0,11	0,16	0,18	0,22	0,16
$F_{gl}, \text{ км}^2$	593,1	488,3	742,4	524,8	525,6	562,8	535,1	460,4
$F_{gl}/F_{bas}, \%$	8,3	6,8	1,3	0,9	5,5	5,9	3,9	3,4
$dF_{gl}, \%$	–18,1		–29,3		7,3		–14,0	

*I – Северный Кавказ: бассейн Терека (включает реки: Баксан – гидропост (гп) Заюково, Малка – гп Каменноостское, Теберда – гп Теберда, Терек верховье – гп Владикавказ, Чегем – гп Нижний Чегем, Черек – гп Советский); II – Алтай – р. Катунь – гп Сростки; III – северные склоны Алайского хребта – сумма стока рек Исфара, Сох, Шахимардан, Исфайрам, Акбура; IV – Памир – р. Гунт – гп Хорог. F_{bas} – площадь бассейна, км^2 ; параметры: $W_{bas}(1)$ – годовой объём стока; $dW_{bas}(1)$ – изменение $W_{bas}(1)$ в 1976–2005 гг. относительно предыдущего интервала времени; $W_{bas}(2)$ – объём стока за вегетационный период (апрель–сентябрь); $dW_{bas}(2)$ – изменение $W_{bas}(2)$ в 1946–2005 гг.; C_v – коэффициент вариации; F_{gl} – площадь ледников в бассейне, км^2 ; dF_{gl} – изменение площади оледенения в 1946–2005 гг.

(ЦМР) *SRTM 3* и *ASTER GDEM 2*. При подготовке гляциологического каталога *GAMDAM* [5] в большинстве регионов оледенения Азии была использована ЦМР *SRTM 3*, кроме Гималаев, Каракорума и Центрального Тянь-Шаня, где более приемлемой оказалась ЦМР *ASTER GDEM 2*. Контуры ледников были оцифрованы вручную на 356 изображениях со спутника *LANDSAT ETM+*. В Каталогах [8–10] вместо параметра Z_{mean} приведён другой параметр – Z_{med} , соответствующий медиане распределения высоты в пределах контура ледника на ЦМР.

Диапазон однократных определений морфометрических параметров ледников охватывает: в Каталоге ледников СССР [5–7] – 1943–1968 гг.; в Каталоге *RGI v. 5–6* [8, 9] – 1965–2004 гг. на Северном Кавказе, 2000 г. – в бассейнах рек Исфара, Сох, Шахимардан, Исфайрам, Акбура на северных склонах Алайского хребта и р. Гунт; 2006–2013 гг. в бассейне р. Катунь (Алтай). Гидрографические характеристики названных речных бассейнов приведены в табл. 1. Информация в Каталоге *GAMDAM* [10] для ледников р. Катунь относится к 2000–2002 гг. Параметры индивидуальных ледников $long$, lat , F_{gl} , Z_{max} , Z_{min} , Z_{med} в справочниках [8, 9] получены с помощью стандартных программных модулей в *ArcGIS*. Сведения о площади моренного покрова f_{mor} в [8, 9] отсутствуют.

Многолетние исходные данные по месячному стоку рек в течение года, необходимые для моделирования стока как регрессионной функции температуры воздуха и осадков, получены из региональных гидрологических справочников и ежегодников. Входная информация по температуре воздуха T и осадкам P на метеостанциях взята из баз данных [12–14]. Приведём дифференцированный по районам исследования список метеостанций, данные которых использованы при определении параметров уравнения множественной линейной регрессии:

1) *метеостанции в бассейнах рек Северного Кавказа* (после названия указан индекс вида информации и высота пункта в метрах над уровнем моря): Сулак высокогорная (PT , 2927), Терскол (PT , 2214), Шаджатмаз (PT , 2070), Клухорский перевал (PT , 2037), Теберда (PT , 1313), Ахты (PT , 1016), Кисловодск (PT , 943), Зеленчукская (PT , 928), Владикавказ (PT , 702), Красная поляна (PT , 566), Буйнакск (PT , 472), Минеральные воды (P , 315);

2) *метеостанции в бассейнах рек на северном склоне Алайского хребта*: ледник Абрамова – расположен на водоразделе Алайского хребта (PT , 3840), ледник Северцова (P , 2780), Ангрэн Киргизский (PT , 2286), Хайдаркан (PT , 2000), Исфара (P , 1978), Джергетал (PT , 1800), Киргизата (P , 1766), устье р. Терс (PT , 1759), Гульча (PT , 1561),

Таблица 2. Результаты мониторинга ледников в бассейнах рек Северного Кавказа*

Параметры	$F_{gl} = 593,2 \text{ км}^2$; $N_{gl} = 457$ [5]	$F_{gl} = 488,4 \text{ км}^2$; $N_{gl} = 371$ [8]	Высоты, взвешенные по площади [5], м над ур. моря			Высоты, взвешенные по площади [8], м над ур. моря			$\hat{Z}_{med}$
			$\hat{Z}_{max} - 4382$	$\hat{Z}_{mean} - 3572$	$\hat{Z}_{min} - 2814$	$\hat{Z}_{max} - 4396$	$\hat{Z}_{mean} - 3630$	$\hat{Z}_{min} - 2864$	
<i>Asym</i>	6,33	5,46	1,05	0,73	0,35	0,94	0,17	-0,12	0,05
$\Delta(Asym)$, %	1,8	2,3	10,6	15,7	32,2	12,9	79,9	-113,6	574,5
<i>Ex</i>	53,25	39,02	1,57	1,06	1,12	2,21	0,42	0,28	0,25
$\Delta(Ex)$, %	0,4	0,6	13,9	23,0	20,4	10,5	62,6	86,8	106,1
<i>RMSD</i>	3,04	2,85	495	398	458	460	345	399	349
mean	1,30	1,32	3882	3547	3213	3855	3507	3159	3496
$\Delta(\text{mean})$, %	10,9	11,2	0,6	0,5	0,7	0,6	0,5	0,7	0,5
min	0,10	0,03	2760	2660	2000	2674	2554	1983	2477
max	36,20	29,96	5660	4990	4800	5614	4568	4413	4555
med	0,40	0,40	3800	3525	3210	3813	3517	3205	3507

*Расшифровка параметров $\hat{Z}_{max}$, $\hat{Z}_{mean}$, $\hat{Z}_{min}$, $\hat{Z}_{med}$ дана в тексте; F_{gl} – площадь ледников; N_{gl} – число ледников; *Asym* – асимметрия распределения; *Ex* – эксцесс распределения; *RMSD* – среднеквадратичное отклонение; mean – среднее; min – минимум; max – максимум; med – медиана. Символ Δ перед названием параметра обозначает относительную ошибку. В квадратных скобках даны ссылки на источники исходных данных.

устье р. Тос (*PT*, 1536), Папан (*P*, 1400), Тангиворух (*PT*, 1311), Исфана (*PT*, 1300);

3) метеостанции в бассейне р. Катунь (*Алтай*): Каратюрк (*PT*, 2601), Кошагач (*T*, 1759), Эрзин (*T*, 1100), Усть-Кокса (*PT*, 977).

Динамика и репрезентативность горных ледников

Многолетние изменения размеров оледенения. В работе [15] обосновано использование высотных и площадных параметров ледников за 1946–1975 гг. (данные [5–7]) и 1976–2005 гг. (данные [8, 9]) для расчёта стока с площади оледенения на Северном Кавказе и Алтае в течение 1946–2005 гг. Поскольку внутри каждого из этих интервалов обобщённые сведения о высотноплощадной морфометрии индивидуальных ледников приняты устойчивыми, один из вопросов исследования состоит в оценке изменения площади F_{gl} , числа N_{gl} и параметров распределения гипсометрических характеристик ледников (асимметрия, эксцесс, среднее, среднеквадратичное отклонение, минимум, максимум, медиана) между их совокупностями в 1946–1975 и 1976–2005 гг. В такой постановке задача описания пространственно-временной динамики параметров оледенения в целом для речных бассейнов выглядит гораздо богаче обычно используемой суммарной площади ледников в разные моменты времени. Кроме того, для по-

вышения достоверности высотных параметров совокупностей ледников в масштабе речных бассейнов использовано взвешивание по площади высот начала, конца и средней высоты ледников. Результаты изменения площадных и высотных параметров ледников за 1946–2005 гг. в бассейнах рек Северного Кавказа, рек Катунь и Гунт представлены в табл. 1–4.

Значительное сокращение площади оледенения в 1946–2005 гг. (см. табл. 1–4), выявленное по данным исследований [5, 6, 11] и результатам дистанционного мониторинга [8, 9], вполне согласуется с однообразной тенденцией роста средних взвешенных высот Z_{max} , Z_{min} , Z_{mean} ледников в бассейнах рек Северного Кавказа, Катунь и Гунт. Количественные значения и изменение среднего, минимума, максимума и медианы в распределениях гипсометрических индексов Z_{max} , Z_{min} , Z_{mean} ледников на Алтае, Северном Кавказе и Памире оказались достаточно разнообразными, что связано с минимумом площади F_{gl} в [8, 9] по сравнению с [5–7]. В большинстве случаев эксцесс распределений Z_{max} , Z_{min} , Z_{mean} близок к нулю, что более или менее согласуется с нормальной кривой распределения.

Климатические условия районов оледенения. По мнению автора, методической основой для пространственной экстраполяции локальных измерений абляции/летнего баланса массы должен быть региональный анализ распределения морфометрических параметров ледников и од-

Таблица 3. Результаты мониторинга ледников в бассейне р. Катунь (Алтай)

Параметры	$F_{gl} = 742 \text{ км}^2$; $N_{gl} = 777$ [6]	$F_{gl} = 525/505 \text{ км}^2$; $N_{gl} = 965/605$ [9/10]	Высоты, взвешенные по площади [6], м над ур. моря			Высоты, взвешенные по площади [9/10], м над уровнем моря			$\hat{z}_{med}$
			$\hat{z}_{max} - 3606$	$\hat{z}_{mean} - 3116$	$\hat{z}_{min} - 2633$	$\hat{z}_{max} - 3625/3538$	$\hat{z}_{mean} - 3159/3102$	$\hat{z}_{min} - 2694/2665$	
<i>Asym</i>	7,2	6,6/5,8	0,26	-0,41	-0,22	0,00/-0,07	-0,46/-0,19	0,19/0,05	0,27/-0,05
$\Delta(Asym)$, %	1,2	1,2/	189,1	-14,2	-33,9	-2569,8/	-17,3/	-41,9/	-29,4
<i>Ex</i>	69,1	54,3/43,3	0,91	0	-0,01	0,80/0,04	1,14/0,10	0,64/-0,21	0,93/-0,05
$\Delta(Ex)$, %	0,3	0,3/	18,9	44,2	-285,1	19,6/	13,8/	24,7/	16,9/
<i>RMSD</i>	2,09	1,43/1,74	317	228	243	329/349	253/287	253/302	265/300
mean	0,96	0,54/0,84	3321	3040	2762	3253/3282	3062/3065	2872/2849	3052/3056
$\Delta(\text{mean})$, %	7,8	8,4/	0,4	0,3	0,3	0,3/	0,3/	0,3/	0,3/
min	0,10	0,02/0,05	2350	2235	1970	1573/2170	1571/2156	1569/1945	1571/2128
max	28,2	16,7/18,1	4510	33575	3450	4403/4470	3854/4152	3792/3824	3890/4113
med	0,40	0,13/0,34	3320	3070	2760	3251/3299	3081/3085	2880/2841	3067/3056

Условные обозначения см. в табл. 2.

нородности климатических условий существования оледенения. Такой подход вполне согласуется с ранее сформулированными заключениями [16–18] по поводу региональной и глобальной экстраполяции данных измерений баланса массы на сети *WGMS*. Для предварительной оценки пространственной однородности климатических условий N_b отдельных частей региона/речного бассейна, где создаётся либо уже существует сеть локальных измерений баланса массы ледников, целесообразно использовать предложенную в работе [19] нелинейную зависимость осадков x от высоты z :

$$x_i(z) = x_i(z_0)[1 + k_{2i}(z - z_0) + k_{3i}(z - z_0)^2] \quad (1)$$

$$i = 1, \dots, N_b.$$

Выполнение условий $k_{2i} > 0$ и $k_{3i} > 0$ либо $k_{2i} < 0$ и $k_{3i} < 0$ служит подтверждением однородности распределения осадков в целом для рассматриваемого региона/речного бассейна. Здесь z_0 – высота опорного пункта измерения осадков. Возможность применения формулы (1) зависит от наличия достаточных данных по осадкам в частных водосборах общего речного бассейна во всём диапазоне высот. Как известно, в общедоступных климатических базах данных такая возможность – скорее исключение, чем правило.

Оценка пространственной однородности полей средних месячных значений температуры воздуха T и упругости водяного пара в воздухе H для территории Центральной Азии в диапазонах высоты 0,60–4,2 км над ур. моря (все высоты в статье даны над уровнем моря), 35–44° с.ш. и 67–81° в.д., выполнена [20] путём расчёта с января по декабрь коэффициентов корреляции региональных зависимостей: $T = T(Z)$, $T = T(Z, long, lat)$, $H = H(Z)$, $H = H(Z, long, lat)$. Переменные *long* и *lat* – соответственно географические координаты: долгота и широта. Установлено, что с апреля по октябрь коэффициенты корреляции зависимости $T = T(Z)$ находятся в интервале 0,91÷0,96. Включение в формулу $T = T(Z)$ географических координат привело к небольшому повышению тесноты зависимостей $T = T(Z, long, lat)$ по сравнению с $T = T(Z)$. Результаты использования линейных вариантов аналитического описания пространственно-временного изменения H оказались сходными с линейной одно- и трёхмерной аппроксимациями распределения температуры воздуха. Однако в отличие от T , наиболее приемлемой для пространственной экстраполяции упругости водяного пара в воздухе оказалась трёхфакторная формула $H = H(Z \div Z^2, long, lat)$.

Таблица 4. Результаты мониторинга ледников в бассейне р. Гунт (Памир)

Параметры	$F_{gl} = 535,1 \text{ км}^2$; $N_{gl} = 993$ [11]	$F_{gl} = 460,4 \text{ км}^2$; $N_{gl} = 862$ [9]	Высоты, взвешенные по площади [11], м над уровнем моря			Высоты, взвешенные по площади [9], м над уровнем моря			$\dot{Z}_{med}$
			$\dot{Z}_{max} - 5280$	$\dot{Z}_{mean} - 4894$	$\dot{Z}_{min} - 4563$	$\dot{Z}_{max} - 5281$	$\dot{Z}_{mean} - 4937$	$\dot{Z}_{min} - 4593$	
<i>Asym</i>	9,32	10,73	−0,32	−0,46	−0,57	−0,33	−0,45	−0,41	−0,26
$\Delta(Asym)$, %	0,8	0,8	24,3	16,8	13,6	25,1	18,6	20,1	31,9
<i>Ex</i>	124,21	145,08	0,30	0,66	1,08	0,32	0,99	1,55	1,01
$\Delta(Ex)$, %	0,1	0,1	51,5	23,3	14,4	52,3	16,8	10,7	16,5
<i>RMSD</i>	1,2	1,35	239,8	205,2	240,9	230,5	199,2	220,8	203,6
mean	0,57	0,53	5081	4873	4678	5103	4910	4718	4901
$\Delta(\text{mean})$, %	6,9	8,6	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1	0,2	0,1
min	0,02	0,05	4100	3940	3400	4272	4075	3485	4133
max	19,6	21,79	5780	5490	5400	5764	5602	5492	5659
med	0,24	0,22	5100	4910	4720	5126	4930	4739	4912

Условные обозначения см. в табл. 2.

В целом на территории Центральной Азии для девяти из 12 месяцев года высота местности служит основным аргументом однофакторной зависимости $P = P(Z)$ для описания распределения норм осадков. Теснота линейных связей $P = P(Z, \text{long}, \text{lat})$ в январе–декабре существенно лучше по сравнению с $P = P(Z)$. Если же в трёхмерной аппроксимации для P высоту местности z ввести как нелинейный член, то в результате мы получим формулу, вполне пригодную для пространственно-временной экстраполяции осадков. Определены также опорные метеостанции для пространственной экстраполяции температуры воздуха и осадков. Таким образом, методы, изложенные в работах [19, 20], в принципе пригодны для оценки климатической однородности отдельных частей речного бассейна/региона с целью обоснования пространственной экстраполяции локальных измерений баланса массы ледников на рассматриваемой территории. Практическая реализация этих методов зависит от наличия соответствующих климатических данных во всём диапазоне высот речных бассейнов.

Характеристики динамического состояния ледников. Несомненно, что, помимо климатических условий территории, величина удельного годового баланса массы прямо и/или косвенно зависит от площади ледника F_{gl} и разности высот $dZ_{gl} = Z_{max} - Z_{min}$, но, разумеется, не только от этих характеристик. В частности, заслуживает внимания такая косвенная характеристика баланса массы, как отношение площади аккумуляции к площади ледника — англоязычная аббревиатура *AAR* (accumulation area ratio). Отношение *AAR* нетрудно определить по данным из работы [11]. В результа-

те построения гистограмм распределения *AAR* для совокупностей ледников в нескольких речных бассейнах Памира установлено неравномерное смещение на гистограммах *AAR* в сторону больших либо меньших значений от центра распределения при *AAR* равном 0,50. Это важное свойство характеризует связь между балансом массы и динамикой совокупности ледников, поскольку считается, что при *AAR* = 0,50 ледники находятся в стационарном состоянии, а при *AAR* > 0,50 или *AAR* < 0,50 соответственно в состоянии активности/наступления или отступления/деградации.

Данную особенность пространственных распределений *AAR* следует также использовать для формирования состава эмпирической выборки репрезентативных ледников относительно заданной генеральной совокупности. Другая косвенная характеристика динамики оледенения — ледниковый коэффициент k_{gl} , равный отношению площади областей аккумуляции f_{ac} и абляции f_{ab} , т.е. $k_{gl} = f_{ac}/f_{ab}$. Коэффициенты k_{gl} и *AAR* связаны между собой выражением $k_{gl} = AAR F_{gl}/f_{ac}$. В работе [18] отмечено, что различия в распределении площади F_{gl} характеризуют также особенности многолетнего режима ледникового стока в масштабе речных бассейнов и время добегания талой ледниковой воды до гидрологического створа. Построение для ледников в бассейне р. Кызылсу западная распределений k_{gl} и *AAR* в полулогарифмической системе координат показало, что оба распределения имеют почти одинаковую форму с очень близкими значениями числа случаев в соответственных интервалах по оси абсцисс.

К числу характеристик динамического состояния индивидуальных ледников относятся также средние значения: толщины H_{gl} , равной частному от деления объёма ледника V_{gl} на его площадь, т.е. $H_{gl} = V_{gl}/F_{gl}$; ориентации A_{gl} ; уклона поверхности S_{gl} . Объём ледника рассчитан по эмпирической формуле $V_{gl} = F(F_{gl})$, предложенной в работе [21]. Кроме того, для каждого ледника на территории бывшего СССР в Каталогах [5–7] и других томах приведены условные индексы C_{gl} морфологических типов ледников: 51 – дендритовый, 52 – сложно-долинный, 53 – долинный, 63 – карово-долинный, 64 – каровый, 37 – плоских вершин, 76 – кратерный, 65 – висячий, 67 – склоновый, 75 – присклоновый.

Таким образом, исходная информация, подготовленная для идентификации выборки репрезентативных ледников в речных бассейнах, включает в себя следующие семь характеристик: F_{gl} , dZ_{gl} , V_{gl} , C_{gl} , H_{gl} , S_{gl} , A_{gl} . Все параметры, кроме F_{gl} и A_{gl} , получены в результате обработки данных Каталога ледников СССР. Здесь и далее прописная буква перед нижним индексом в условных обозначениях параметров служит признаком соответствующего множества данных, строчная буква в аналогичных случаях обозначает характеристику индивидуальных ледников.

Формирование выборки репрезентативных ледников

Методика. Определение состава ограниченной выборки ледников в качестве репрезентативного портрета для заданной совокупности в целом основано в общем случае на построении гистограммы числа ледников N_{gl} , распределённых по нескольким интервалам/категориям, охватывающим весь диапазон площади оледенения. В предельных случаях число интервалов изменяется от единицы до множества всех ледников в рассматриваемой совокупности. В первом случае все ледники оказываются в одном интервале, во втором – в каждом интервале будет только один ледник. Оба этих варианта непригодны для решения поставленной задачи, поэтому оптимальное число интервалов/категорий M находим между указанными крайними случаями путем экспертного выбора из нескольких промежуточных вариантов распределения N_{gl} .

Форма распределения N_{gl} на рис. 1, а зависит от шага разбиения шкалы абсцисс, который в данном случае был задан как разность между максимальным и минимальным значениями натурального логарифма площади, делённой на выбранное число категорий. При построении аналогичных распределений в работе [18] ширина интервалов по оси абсцисс возрастала в геометрической прогрессии со знаменателем, равным основанию натуральных логарифмов. В итоге, для построения на всей территории бывшего СССР распределений числа ледников по площади А.Н. Кренке [18] получил 13 интервалов площади от $\leq 0,1$ км² до 8103–22 030 км². Разумеется, число используемых интервалов не может быть повсеместно одинаковым, поскольку, например, для интервала площади 55,0–148,4 км² в бассейнах рек Северного Кавказа, Кызылсу западной, Гунта и Катунь нет ни одного ледника. Кроме того, учитывая точность определения F_{gl} , ледники с площадью $\leq 1,0$ км² целесообразно объединить в один интервал. В итоге получаем пять интервалов площади и менее, если продолжить объединение. Именно этот вариант с небольшим сокращением числа интервалов использован далее.

Получение M категорий распределения N_{gl} необходимо для последующей генерализации семи параметров состояния ледников в каждой i -й категории ($i = 1, \dots, M$). Во всех i -х категориях, кроме числа ледников m , определяем также их общую площадь, которая необходима для расчёта генерализованных значений параметров состояния оледенения. Генерализованными считаем средние значения $F_{gl}(i)$, $V_{gl}(i)$ и средние взвешенные по площади величины $dZ_{gl}(i)$, $H_{gl}(i)$, $S_{gl}(i)$, $A_{gl}(i)$, $C_{gl}(i)$. Сумму нормированных указанных семи параметров в категориях распределения N_{gl} далее будем рассматривать как обобщённую характеристику состояния m ледников в i -й выборке из их совокупности, относящейся ко времени каталогизации параметров оледенения в пределах речного бассейна/региона. Идентификационным признаком в i -й категории распределения N_{gl} принята средняя площадь ледников m , вошедших в i -ю категорию. С помощью этого признака выбираем из всех пронумерованных ледников в конкретном Каталоге случаи равенства или существенных различий между $F_{gl}(i)$ и F_{gl} . Для каждого из выбранных таким способом μ ледников находим сумму нормированных семи параметров

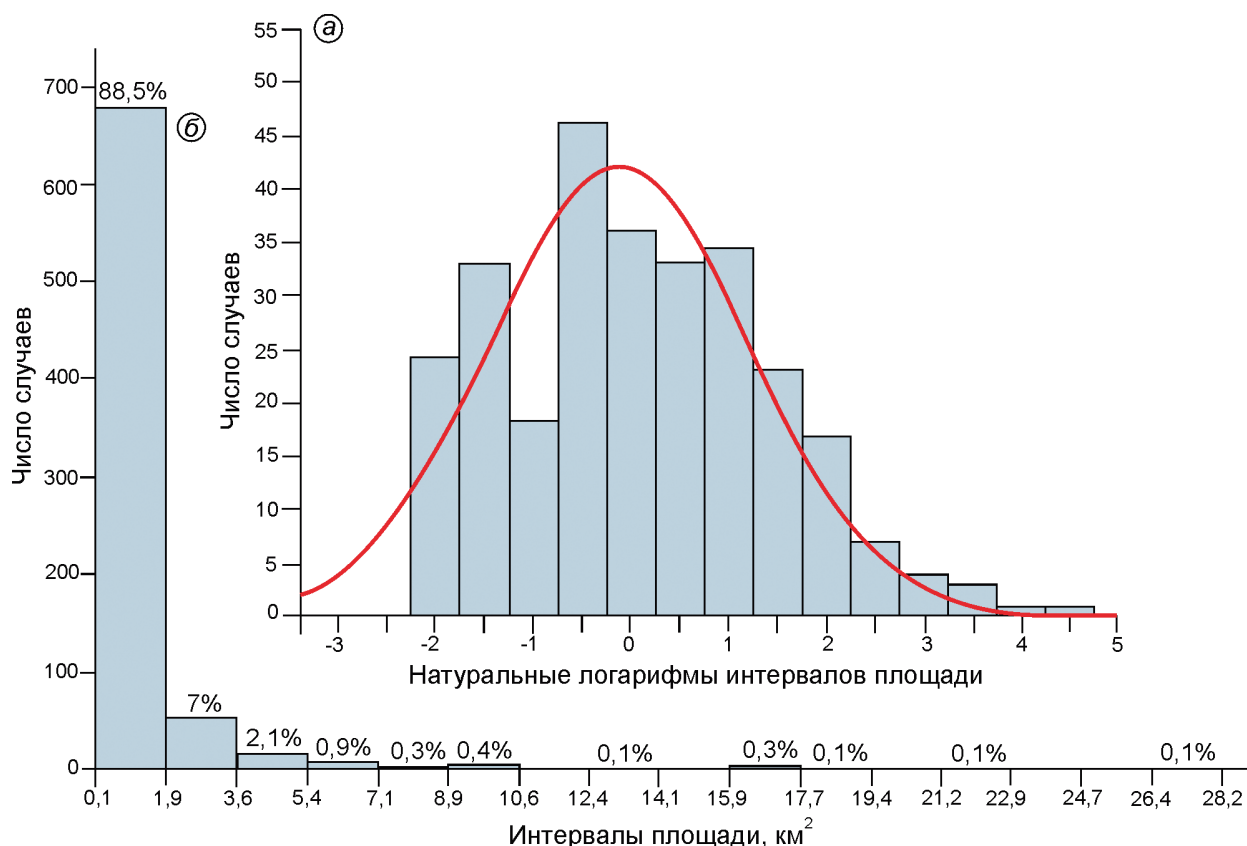


Рис. 1. Гистограммы распределения числа ледников N_{gl} в речных бассейнах:

a – р. Кызылсу западная (гидропост Домбрачи, Памир); красная линия соответствует нормальному распределению; *б* – р. Катунь (гидропост Сростки, Алтай); для интервалов F_{gl} на оси абсцисс приведён процент от общего числа случаев

Fig. 1. Histograms of the distribution of the number of glaciers N_{gl} in river basins.

a – r. Western Kyzylsu (hp Dombrachi, Pamir); the red line corresponds to the normal distribution; *б* – r. Katun (hp Srostki, Altai); for F_{gl} intervals on the abscissa axis, a percentage of the total number of cases is given

состояния, и тогда критерием выбора n репрезентативных ледников в i -й категории будет служить экспертная оценка допустимой разницы между суммой нормированных генерализованных параметров и последовательными суммами нормированных параметров μ единичных ледников.

В работе [19] показано, что использование среднего взвешенного значения для интервального ряда функции обеспечивает её корректную экстраполяцию в диапазоне от минимального до максимального значений аргумента. И это свойство средних взвешенных характеристик состояния ледников служит одним из общих методических принципов при определении состава выборки r_{gl} репрезентативных ледников в M категориях распределения N_{gl} и в целом R_{gl} для заданного оледенения. Выборка R_{gl} формируется путём сложения установленных репрезентативных ледников r_{gl} во всех i -х категориях распределения N_{gl} .

С целью оптимизации процесса выбора репрезентативных ледников в бассейне р. Кызылсу западная начальное число интервалов dF (категорий) площади, как видно из табл. 5, было сокращено до трёх ($i = 3$). В качестве нормативных характеристик семи параметров динамического состояния всех m ледников в каждом из принятых трёх интервалов dF были получены средние значения $\bar{U}(k)$ и средние взвешенные по площади $\tilde{U}(k)_{F_{gl}(i)}$, нормированные $\tilde{U}(k)$ по $\bar{U}(k)$ и $\hat{Y}$ – сумма нормированных значений $\tilde{U}(k)$ по $\bar{U}(k)$, $k = 1, \dots, 7$:

$$\hat{Y}(i) = \sum_{k=1}^n \tilde{U}(k) / \bar{U}(k). \quad (2)$$

Все перечисленные характеристики приведены в табл. 5. Затем средняя площадь $\bar{U}_i = F_{gl}(i) / N_{gl}(i)$ в категориях dF была использована для выделения из всех m ледников ограниченной под-выборки μ случаев равенства или незначительной разни-

Таблица 5. Сводная информация для определения выборки репрезентативных ледников в бассейне р. Кызылсу западная*

Параметры	$dF = 0 \div 3,0 \text{ км}^2; m = 229, n = 4$						$dF = 3,0 \div 6,0 \text{ км}^2; m = 31, n = 2$				$dF > 6,0 \text{ км}^2; m = 20, n = 3$					
	$\bar{U}$	Нормированные значения					$\bar{U}$	Нормированные значения			$\bar{U}$	Нормированные значения				
		$\hat{Y}$	Номера ледников					$\hat{Y}$	Номера ледников			$\hat{Y}$	Номера ледников			
			123	146	181	206			235	269			152	215	138	
Площадь F_{gl} , км ²	0,87	1,00	1,03	1,03	1,03	1,03	4,28	1,00	0,98	1,00	15,77	1,00	1,07	0,79	1,12	
Объём V_{gl} , км ³	0,039	1,87	0,51	0,51	0,51	0,51	0,244	1,04	0,93	0,96	1,243	1,77	0,57	0,40	0,61	
Условные классификационные индексы C_{gl}	59	0,95	0,94	0,94	1,14	0,94	53	1,00	1,00	1,00	53	1,00	1,00	1,00	1,00	
Разность высот dZ_{gl} , м	564	1,41	1,30	0,86	0,88	1,06	1190	1,00	1,16	1,26	1933	1,17	1,04	0,98	0,97	
Толщина H_{gl}	38	1,16	0,93	0,93	0,93	0,93	56	1,01	0,99	1,00	55	1,00	1,02	1,00	1,02	
Ориентация (азимут) A_{gl}	198	1,04	0,22	1,76	0,44	1,76	226	0,98	1,42	1,42	277	0,84	1,35	1,54	1,54	
Уклон S_{gl} , градусы	21	0,96	2,14	1,04	1,69	0,90	22	0,98	1,48	2,02	24	1,00	1,33	1,08	0,68	
Сумма		8,4	7,1	7,1	6,6	7,1		7,0	8,0	8,7		7,8	7,4	6,8	6,9	
	$m = 229$	$n = 4$		Δ , мм		Δ , %	$m = 31$	$n = 2$	Δ , мм		Δ , %		$m = 20$	$n = 3$	Δ , мм	
$M_1(Z_{mean})_m / M_1(Z_{mean})_n$, мм	2436	2262		174		7,2	2521	2607	86		3,4		1113	826	287	
$M_2(Z_{mean})_m / M_2(Z_{mean})_n$, мм	1361	1269		92		6,8	1408	1453	45		3,2		619	444	175	

* dF – размер интервала на оси абсцисс в распределении числа ледников; m – число ледников в интервале; n – число репрезентативных ледников в интервалах dF ; $\bar{U}$ – символ среднего; в графе $\hat{Y}$ приведены средние взвешенные характеристики семи параметров состояния, нормированные по величинам из графы $\bar{U}$. В графе номера ледников приведены параметры состояния для индивидуальных ледников, нормированные по значениям из графы $\hat{Y}$; $M_1(Z_{mean})_m$ и $M_1(Z_{mean})_n$ – соответственно рассчитанный за июнь–август слой таяния в мм на высоте $Z_{mean} = (Z_{max} + Z_{min})0,5$ для выборки m/n ледников; $M_2(Z_{mean})_m$ и $M_2(Z_{mean})_n$ – результаты расчёта по формуле (7); Δ – разность в мм и процентах между $M(Z_{mean})_m$ и $M(Z_{mean})_n$.

цы между $\bar{U}_i$ и $F_{gl}(m)$. Из числа μ в качестве репрезентативных в категориях dF выбраны ледники с допустимой разницей между суммой нормированных семи параметров единичных ледников и генерализованными значениями $\hat{Y}(i)$, рассчитанными по формуле (2). Эти ледники перечислены в табл. 5 в графе «Номера ледников».

В случае прямых измерений годового/сезонного баланса массы по методике *WGMS* на всех n ледниках в заданных интервалах dF находим среднее взвешенное по площади значение баланса массы для рассматриваемого речного бассейна. Столь же обоснованные результаты могут быть получены при использовании расчётного, а также геодезического методов для определения годового баланса массы на установленной апостериори выборке репрезентативных ледников № 123, 146, 181, 206, 235, 269, 152, 215 и 138 в бассейне р. Кызылсу западная (см. табл. 5). Основой для аналогичной идентификации репрезентативных ледников в целом для бассейна р. Катунь послужило распределение N_{gl} по F_{gl} , представленное на рис. 1, б. Итоговые результаты определения выборок репрезентативных ледников в заданных категориях распределения ледников в бассейне р. Катунь приведены в табл. 6,

которая по формату и составу информации адекватна табл. 5 для бассейна р. Кызылсу западная.

Некоторые оценки качества данных и расчётов

Есть основания считать, что отклонение какого-либо нормированного параметра в табл. 5 и 6 (графа «Номера ледников») от его среднего взвешенного значения, помимо влияния пространственного изменения характеристик состояния оледенения, могут быть обусловлены качеством исходных данных в Каталогах ледников. Безусловно, это относится к величинам уклонов поверхности ледников, которые в ряде случаев выглядят маловероятными. Например, в Каталоге [6] в 233 случаях из 696 рассчитанный уклон поверхности ледников в бассейне р. Катунь превысил 40°, а в 83 случаях составил более 60°. Оценки аналогичного параметра для бассейна р. Кызылсу западная, по данным Каталога [7], оказались следующими: уклон поверхности ледников в 148 случаях из 280 превысил 40° и оказался более 60° в 102 случаях. При этом в обоих бассейнах немало значений уклона находилось в интервале 85–90°. Помимо рассмотренного параметра, как показал

Таблица 6. Сводная информация для определения выборки репрезентативных ледников в бассейне р. Катунь

Параметры	$dF = 0 \div 1,90 \text{ км}^2; m = 696, n = 6$								$dF = 1,90 \div 7,1 \text{ км}^2; m = 70, n = 3$				$dF > 7,1 \text{ км}^2; m = 11, n = 2$					
	$\bar{U}$	Нормированные значения							$\bar{U}$	Нормированные значения			$\bar{U}$	Нормированные значения				
		$\hat{Y}$	Номера ледников							$\hat{Y}$	Номера ледников			$\hat{Y}$	Номера ледников			
			4173	6033	6049	5344	5147	5398			4182	5333			6077	5391	4205	
Площадь F_{gl} , км ²	0,49	1,00	1,02	1,02	1,02	1,02	1,02	1,02	3,40	1,00	0,97	0,97	0,97	14,87	1,00	0,89	0,70	
Объём V_{gl} , км ³	0,019	1,93	0,94	0,94	0,94	0,94	0,94	0,94	0,187	1,20	0,79	0,79	0,79	1,112	1,21	0,70	0,53	
Условные классификационные индексы C_{gl}	63	0,99	1,02	1,04	1,04	1,00	1,04	1,04	56	0,99	0,95	0,95	0,95	54	0,99	0,99	0,99	
Разность высот dZ_{gl} , м	480	1,20	0,77	1,33	1,58	1,69	1,04	1,46	980	1,06	0,90	1,24	0,81	1701	0,96	1,46	1,42	
Толщина H_{gl}	34	1,00	1,07	1,07	1,07	1,07	1,07	1,07	53	0,99	0,96	0,96	0,96	72	1,04	1,04	0,99	
Ориентация (азимут) A_{gl}	239	0,90	1,51	1,51	1,13	1,51	1,51	1,13	194	1,00	1,62	1,85	0,46	233	1,00	0,19	1,55	
Уклон S_{gl} , градусы	36	0,98	1,99	0,86	1,11	0,93	1,15	1,13	17	0,99	1,01	1,44	0,88	13	0,97	1,02	1,34	
Сумма		8,01	8,32	7,77	7,89	8,16	7,77	7,78		7,23	7,19	8,20	5,82		7,17	6,30	7,51	
	$m = 696$		$n = 6$		Δ , мм		Δ , %		$m = 70$		$n = 3$	Δ , мм	Δ , %	$m = 11$	$n = 2$	Δ , мм	Δ , %	
$M_1(Z_{\text{mean}})_m / M_1(Z_{\text{mean}})_n$	1832		1672		−160		8,7		1716		1662	−54	3,1	1597	1531	−66	4,2	
$M_2(Z_{\text{mean}})_m / M_2(Z_{\text{mean}})_n$	2120		1843		−277		13,6		1926		1828	−98	5,1	1694	1562	−132	7,8	

Условные обозначения см. в табл. 5.

анализ [15], ряд результатов определения площади ледников в Каталоге [5] требует корректировки из-за несоответствия многолетней динамике оледенения в бассейнах рек на Северном Кавказе.

Наглядными оценками качества разработанного метода служат абсолютная и относительная разности между результатами расчёта суммарного слоя таяния за лето M_S и за год M_Y на средней высоте ледников Z_{mean} , полученные по всей совокупности данных $M(m)$ по сравнению с $M(n)$, когда были использованы данные репрезентативной выборки. Итоги соответствующих расчётов M_Y как функции T_S – средней летней температуры воздуха, т.е. $M_Y = f(T_S(Z_{mean}))$ для бассейнов рек Кызылсу западная и Катунь $M_S = f(T_S(Z_{mean}))$ приведены в табл. 5 и 6. Определение средних взвешенных слоёв $M_Y(m)$ и $M_Y(n)$ на ледниках в бассейне р. Кызылсу западная выполнено с помощью выражения (3), полученного ранее в [22], и формулы (4):

$$\bar{T}_S(z)_{\text{Кызылсу}} = 29,02 - 6,16z; \quad (3)$$

$$M_Y(z)_{\text{Кызылсу}} = 54,1\bar{T}_S(z)^2 + 471,2\bar{T}_S(z) + 1458,7, \quad (4)$$

где $\bar{T}_S$ – многолетняя норма средней летней температуры воздуха; z – высота в км над ур. моря.

Коэффициент детерминации в (3), (4) соответственно равен 0,82 и 0,96. Среднеквадратичная ошибка расчёта $\bar{T}_S(z)$ и $M_Y(z)$ – 3,7 °C/лето в диапазоне от -11,9 °C до 35 °C (19,7%) и 328 мм/год в диапазоне от 181 до 5230 мм,

или 17%. Формула (4) разработана автором статьи по многолетним данным из исследований [14, 23] о температуре воздуха на высоте 3840 м и годовой удельной абляции на леднике Абрамова в 11 интервалах высоты. Максимальная высота измерений абляции на леднике Абрамова – 4,65 км. Измеренные средние летние температуры воздуха находятся в диапазоне 2,3–4,8 °C. Поскольку высота Z_{mean} на ледниках в бассейне р. Кызылсу западная изменяется от 3,80 до 5,47 км, потребовалась формула для расчёта абляции, пригодная в таких условиях. С этой целью выполнена экстраполяция измерений на леднике Абрамова абляции до высоты 4,90 км, а средней летней температуры воздуха – до 4,85 и 4,90 км и по этим данным получена формула (4).

Для расчёта средних взвешенных слоёв $M_S(m)$ и $M_S(n)$ на ледниках в бассейне р. Катунь использованы формулы (5) и (6) из работы [24]:

$$\bar{T}_S(z)_{\text{Катунь}} = \bar{T}_S(z_0) - 0,0045(z - z_0); \quad (5)$$

$$M_S(z)_{\text{Катунь}} = (-145,0/(-11,09 + \bar{T}_S(z))) \cdot 92, \quad (6)$$

где $\bar{T}_S(z_0)$ – многолетняя норма средней летней температуры воздуха на метеостанции Каратюрк; z_0 – абсолютная высота метеостанции Каратюрк, м; размерность z , м.

В формуле (6) размерность M_S – мм/лето. Коэффициент детерминации (5), (6) соответственно равен 0,91 и 0,50. Установлена пригодность выражения (6) в диапазоне средней летней темпе-

ратуры воздуха от 8 °С до любой отрицательной температуры воздуха, которая возможна летом на ледниках Алтая. Для получения формулы (6) использована зависимость $T_S = T(z)$ по данным [12] измерения средней летней температуры воздуха на 21 метеостанции в бассейне р. Катунь на высотах 0,40–2,97 км. Коэффициент детерминации зависимости $T_S = T(z) - 0,92$; среднеквадратичная ошибка расчёта равен 1,4 мм/лето (10,5%); среднеквадратичная ошибка расчёта по формуле (6) составляет 7,6 мм/сут. (22,5%).

Для дополнительного контроля репрезентативности установленных выборок n ледников в диапазонах площади dF в табл. 5 и 6 включены также результаты расчёта годовой абляции по глобальной формуле (7) из работы [18]:

$$Ab = 1,33(\bar{T}_S + 9,66)^{2,85}. \quad (7)$$

Коэффициент детерминации и среднеквадратичная ошибка расчёта для формулы (7) в работе [18] не приведены.

Судя по приведённым в табл. 5 и 6 относительным разностям между величинами $M(m)$ и $M(n)$ для ледников в бассейнах рек Кызылсу западная и Катунь, применение выборок n репрезентативных ледников обеспечивает вполне удовлетворительное качество расчёта годового/летнего таяния в целом для m ледников в грациях распределения числа ледников по площади. При этом сами величины $M(m)$ и $M(n)$, рассчитанные по локальным формулам (4), (6) и глобальной формуле (7), в большинстве случаев заметно отличаются одна от другой. Это обусловлено различием исходной информации, на основе которой получены формулы (4), (6) и (7). Практический вывод о приемлемости $M(m)$ и $M(n)$ как её репрезентативного аналога можно сделать только после их использования в расчётах ледникового стока в качестве компонента уравнения водного баланса речного бассейна. Решение этой задачи не входит в настоящую работу.

Гидрологическая репрезентативность ледников

Ещё одна практически важная задача нашей работы — выявление возможностей использования локальных значений Ab/B_s , измеренных на априори опорных/репрезентативных ледниках в базе данных $WGMS$, в качестве дополни-

тельного аргумента при моделировании и расчётах речного стока в масштабе речных бассейнов за июнь—сентябрь. Этот интервал времени выбран как наиболее типичный при формировании большей части объёма ледникового питания рек. Все высокогорные водосборы, независимо от размеров площади и отношения F_{gl}/F_{bas} , где объём таяния сезонного снега и многолетних запасов льда в ледниках вносит преобладающий вклад в водные ресурсы апреля—сентября, считаем относящимися к категории речных бассейнов снего-ледникового типа формирования стока. Такая трактовка рассматриваемого термина охватывает все потенциальные случаи оценки гидрологической репрезентативности ледников. Возможный вклад жидких осадков в формирование стока в средне- и низкогорных областях речных бассейнов не имеет отношения к гидрологической репрезентативности ледников.

Методика

Анализ и решение поставленной в разделе задачи основаны на оценке вклада баланса массы B_s в качестве потенциального аргумента уравнения множественной линейной регрессии для расчёта стока рек за июнь—сентябрь. Для исследования использованы речные бассейны, расположенные на Северном Кавказе, Памиро-Алае и Алтае (табл. 7). Модель речного стока W_{bas} принята в виде функции линейной регрессии осадков P и температуры воздуха T , т.е. $W_{bas} = f(P, T)$, где оба аргумента охватывают определённые характерные интервалы времени. В этой комбинации независимых переменных сезонная температура воздуха T рассматривается как показатель талой составляющей речного стока. В качестве численного обоснования решения задачи применён многофакторный линейный регрессионный анализ, который включает в себя расчёт по Г.А. Алексееву [25] относительного вклада δ независимых переменных T , P и B_s в описание дисперсии стока W_{bas} . Общий вид формулы для оценки детерминированного вклада δ независимой переменной номер 1 таков:

$$\delta_1 = r_{01}^2 / (r_{01}^2 + r_{02}^2 + r_{03}^2), \quad (8)$$

где r_{01}^2 — квадрат парного коэффициента корреляции между функциями, обозначенной как 0, и независимой переменной номер 1.

Таблица 7. Вклады осадков, температуры воздуха, абляции или летнего баланса массы (Ab/B_s) на ледниках Актру, Джанкуат и Абрамова в уравнения для расчёта стока за июнь–сентябрь*

Река	Гидропост	F_{bas} , км ²	F_{gl} , км ² [5, 6]	F_{gl} , км ² [8, 9]	Три аргумента			Четыре аргумента	
					$R(Q_{vi-ix})_3$	ηP	$\eta(T/B_s)$	$R(Q_{vi-ix})_4$	$\eta(T/B_s)$
Бассейн р. Катунь (Алтай)									
Катунь	Сростки	58 400	738,9	524,7	0,82	1,00	0,00	0,82	0,00/0,05
Катунь	АКТ	14 199	170,2	118,6	0,76	0,85	0,00/ 0,15	0,77	0,00/ 0,21
Чуя	Белый Бом	10 900	232,2	170,1	0,65	1,00	0,00	0,67	0,04/0,00
Актру	Актру	36,0	31,0	28,9	0,84	0,03	0,00/ 0,97	0,84	0,00/ 0,96
Бассейны рек на Северном Кавказе									
Терек	Владикавказ	1 490	66,6	46,0	0,72	1,00	0,00	0,76	0,00
Терек	Котляревская	8 920	685,6**	637,6	0,72	1,00	0,00	0,74	0,00
Малка	Проходная	2 860	189,5**	174,3	0,68	1,00	0,00	0,69	0,00
Баксан	Заюково	2 100	154,2	140,2	0,71	0,85	0,15/0,00	0,75	0,48/0,00
Чегем	Нижний Чегем	739	59,3	49,5	0,84	0,51	0,49/0,00	0,88	0,45/0,00
Черек	Советский	1 350	198,1	152,2	0,72	0,15	0,85/0,00	0,73	0,86/0,00
Теберда	Теберда	504	57,6	48,2	0,70	0,27	0,73/0,00	0,73	0,00/0,00
Малка	Каменноостское	1 540	57,3	52,3	0,73	1,00	0,00	0,76	0,00/0,00
Бассейны рек на северных склонах Алайского хребта									
Исфара	Ташкуртан	1560	125,0	116,4	0,81	0,17	0,83/0,00	0,82	0,82/0,00
Сох	Сарыканда	2480	240,5	272,6	0,92	0,35	0,65/0,00	0,94	0,72/0,00
Шахмардан	Джидалик	1180	30,1	43,0	0,76	0,47	0,53/0,00	0,80	0,66/0,00
Исфайрам	Учкоргон	2200	66,5	68,6	0,74	0,71	0,29/0,00	0,80	0,76/0,00
Акбура	Папан	2200	63,5	63,0	0,82	0,35	0,17/ 0,49	0,83	0,22/ 0,49

* F_{bas} – площадь бассейна до гидропоста; F_{gl} [5–7] – площадь ледников в Каталоге ледников СССР; F_{gl} [8, 9] – площадь ледников в Каталогах [8, 9] – все площади в км² до замыкающего гидропоста, кроме общей площади оледенения в бассейне (отмечено символом**), $R(Q_{vi-ix})_3$ – сводный коэффициент корреляции уравнения регрессии $Q_{vi-ix} = f(P, T)$ для трёх или четырёх $R(Q_{vi-ix})_4$ аргументов; P, T – соответственно сезонные суммы и средние значения осадков P и температуры воздуха T за характерные периоды; ηP – детерминированный вклад P в описание дисперсии стока за июнь–сентябрь Q_{vi-ix} ; ηT – то же для T . При использовании четырёх аргументов к P и T добавлена сезонная абляция Ab либо летний баланс массы B_s на ледниках Малый Актру (бассейн р. Катунь) или Джанкуат (бассейн р. Терек); $\eta Ab/B_s$ – детерминированный вклад добавленного аргумента в описание дисперсии стока Q_{vi-ix} , АКТ – сумма стока рек Аккем, Кучерла и Катунь (гидропост Тюнгур).

Аналогично путём подстановки квадрата парной корреляции между функцией и последующими аргументами в числитель формулы (8) выполняется расчёт δ для других переменных в правой части уравнения множественной регрессии.

Многолетние измерения баланса массы на ледниках Джанкуат, Абрамова и Малый Актру [1, 23, 26, 27] использованы при моделировании сезонного стока W_{bas} в речных бассейнах Северного Кавказа, Памиро-Алая и Алтая. Локальные измерения летнего баланса массы B_s на этих ледниках будем считать репрезентативными в масштабе речного бассейна при условии, что B_s как дополнительная независимая переменная обеспечивает увеличение коэффициента множественной линейной корреляции для уравнения $W_{bas} = f(P, T)$, а также, если B_s можно ис-

пользовать вместо T в уравнении $W_{bas} = f(P, T)$, для рассматриваемого бассейна.

После выполнения численных экспериментов с 28-летними выборками зависимых и независимых переменных установлены случаи, выделенные жирным шрифтом в табл. 7, когда эмпирические уравнения $W_{bas} = f(P, T)$ для расчёта речного стока в июне–сентябре включали в себя данные о балансе массы B_s на одном из названных априори репрезентативных ледников. При задании независимых переменных P, T , измеренных на метеостанциях, использованы следующие интервалы времени: $P = P(X-IV)$, $T = T(VI-VIII)$. Расположение ледника Абрамова относительно сопредельных речных бассейнов и пунктов гидрологических и метеорологических наблюдений на северном склоне

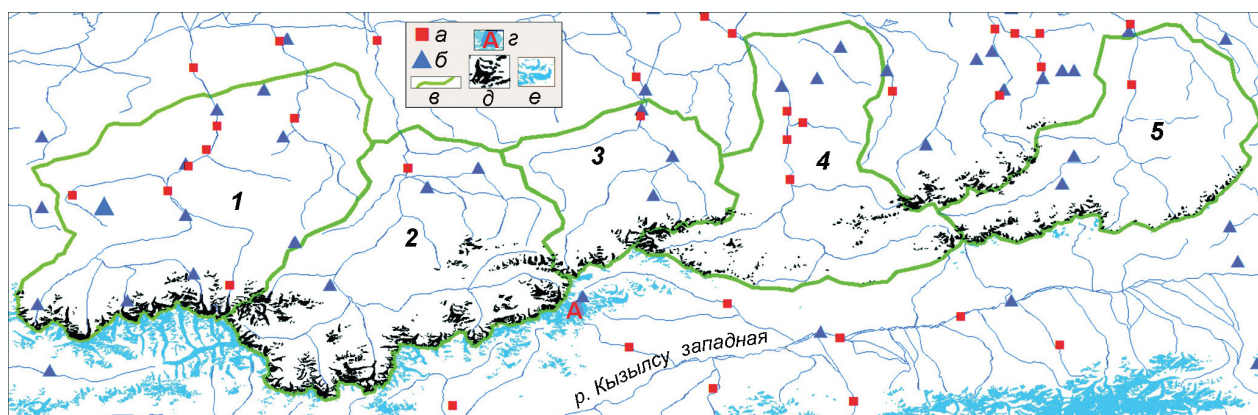


Рис. 2. Бассейны правых притоков р. Сырдарьи на северных склонах Алайского хребта:

1–5 – бассейны рек (в скобках после названия бассейна дана его площадь, км², и относительная площадь оледенения, %): 1 – Исфара (1560/8,3), 2 – Сох (2480/10,2), 3 – Шахимардан (1180/4,0), 4 – Исфайрам (2200/4,6), 5 – Акбура (2200/5,0); а – гидрологические посты; б – метеостанции; в – граница речного бассейна; г – ледник Абрамова; д – ледники на северных склонах Алайского хребта; е – ледники в бассейне р. Кызылсу западная и на сопредельной территории. Источник данных по расположению ледников – Каталог RGI v. 6 [9]

Fig. 2. Right tributaries of the Syr Darya river on the northern slopes of the Alai range. Legend:

1–5 – river basins (in brackets after the name of the basin given its area in km² and the relative area of glaciation in %): 1 – Isfara (1560/8.3), 2 – Sokh (2480/10.2), 3 – Shakhimardan (1180/4.0), 4 – Isfayram (2200/4.6), 5 – Akbura (2200/5.0); а – hydrological posts; б – weather stations; в – boundary of river basin; г – Abramova Glacier; д – glaciers on the Northern slopes of Alai ridge; е – glaciers in the Kyzylsu western river basin and neighboring territory. Source of data on location of glaciers is the catalog RGI v. 6 [9]

Алайского хребта иллюстрирует рис. 2. Установлено, что измерения годовой абляции/летнего баланса массы на ледниках Абрамова, Малый Актру и Джанкуат можно считать регионально репрезентативными только для некоторых водосборов (см. табл. 7) в бассейнах рек Памиро-Алая, Северного Кавказа и р. Катунь (Алтай).

Результаты

Экссесс, асимметрия [5–7, 11] и медиана распределений F_{gl} в [8, 9] указывают на подавляющее преобладание числа ледников с площадью $\leq 0,5$ км². Этот результат не подтверждает заданную априорно [1] региональную репрезентативность ледников Джанкуат ($F_{gl} = 2,5$ км²), Абрамова ($F_{gl} = 24,4$ км²) и Малого Актру ($F_{gl} = 2,9$ км²) относительно рассмотренных совокупностей ледников на Северном Кавказе, Памиро-Алае и Алтае. Определены репрезентативные ледники в бассейнах рек Катунь (Алтай) и Кызылсу западная (Памир) для выполнения региональных расчётов баланса массы ледников и ледникового стока. Эти ледники не совпадают с назначенными априорно [1] для решения аналогичных задач ледниками Малый Актру и

Абрамова в базе данных WGMS. Промежуточные и конечные результаты применения предложенного метода выявления репрезентативных ледников представлены в табл. 5 и 6.

Добавление локальных величин Ab/B_s в качестве дополнительного аргумента в уравнения регрессии для региональных расчётов стока рек снегово-ледникового типа питания на Северном Кавказе, Алтае и Памиро-Алае дало статистический эффект в ограниченных случаях. Достоверность изменений $\hat{Z}_{max}$, $\hat{Z}_{min}$, $\hat{Z}_{mean}$ в табл. 2–4 подтверждается согласованностью с принятой в масштабе речного бассейна линейной зависимостью между размерами ледников и средними взвешенными высотами начала, конца и средней высоты ледника. В соответствии с этой зависимостью при сокращении площади ледников происходит рост абсолютных значений $\hat{Z}_{min}$, $\hat{Z}_{mean}$ и стабильность либо возрастание $\hat{Z}_{max}$, а при наступании ледников – уменьшение $\hat{Z}_{min}$, $\hat{Z}_{mean}$ и увеличение/стабильность $\hat{Z}_{max}$.

Сравнение гистограмм распределения параметров dZ и AAR , построенных для одной и той же территории за разные интервалы времени, показало, что их форма зависит от балансового состояния совокупности ледников. Из этого следует, что состав репрезентативной выборки не

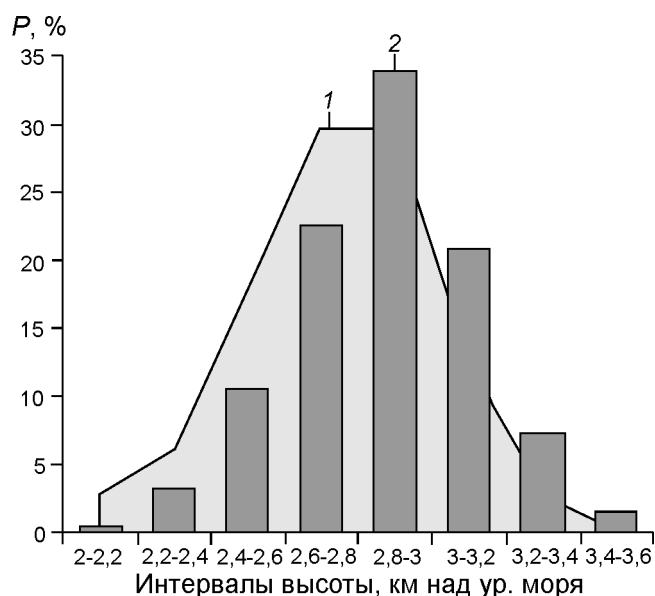


Рис. 3. Изменение распределения минимальной высоты ледников $Z_{\min}$ в бассейне р. Катунь за 1946–2005 гг.

1 – распределение $Z_{\min}$ по данным Каталога ледников СССР [6]; 2 – по данным Каталога RGI 6 [9]; P – доля $Z_{\min}$ в Каталогах [6, 9] для одинаковых интервалов высоты, %

Fig. 3. Changes in the distribution of minimal altitude of glaciers $Z_{\min}$ in the Katun river basin for 1946–2005.

1 – distribution of $Z_{\min}$ according to the data of Glacier Inventory [6]; 2 – according to the data in Catalog RGI 6 [4]; P – is the share of $Z_{\min}$ in the Catalogues [6, 9] for the same height intervals, %

может быть постоянным и должен изменяться со временем в соответствии с тенденцией динамики оледенения на рассматриваемой территории. Сделанный вывод заслуживает соответствующего количественного подтверждения. Тем не менее полагаем, что общее свойство постоянной системы измерений – её неадекватность изменяющимся во времени характеристикам природных процессов. Кроме того, один и тот же состав выборки данных по балансу массы ледников [1] не отражает временного изменения по разным причинам (см. табл. 1–4) размера генеральных совокупностей в целом или по частям на одной и той же территории.

Основные результаты выполненной работы – общая методика оценки пространственной репрезентативности отдельных ледников и определение состава эмпирической выборки ледников как аналога соответствующей генеральной совокупности. Применение метода состоит из трёх основных этапов: 1) построение

гистограммы распределения числа ледников по интервалам (категориям) площади; 2) определение средних взвешенных по площади и суммы нормированных значений семи параметров динамического состояния оледенения в каждом интервале; 3) отбор из всех ледников в каждой категории числа случаев с допустимой разницей между суммой нормированных параметров в целом для категории и суммой нормированных параметров индивидуальных ледников.

Идентифицированные этим способом ледники считаем статистически репрезентативными по сумме параметров состояния в заданных категориях распределения числа ледников N_{gl} . А общее число выбранных ледников в речном бассейне/регионе составит искомую неслучайную эмпирическую выборку для использования в качестве приближённого аналога соответствующей генеральной совокупности.

Заключение

1. По данным Каталогов ледников [5–11] впервые получен обширный набор статистических параметров для совокупностей ледников на Северном Кавказе, Памиро-Алае и Алтае и оценено их изменение в течение 1946–2005 гг. В этих регионах установлено изменение $\hat{Z}_{\max}$, $\hat{Z}_{\min}$, $\hat{Z}_{\text{mean}}$ в 2000–2013 гг. относительно их значений в 1960–1967 гг., что отражается на условиях формирования ледникового стока. На ледниках в бассейне р. Катунь к 2011–2013 гг. увеличилось число случаев повышенных значений параметра $Z_{\min}$, начиная с интервала высоты 2,8–3,0 км над ур. моря (рис. 3).

2. Надёжными, отвечающими тенденции сокращения площади оледенения на Алтае и Северном Кавказе и пригодными для гидрологических расчётов, служат средние взвешенные высоты $\hat{Z}_{\max}$, $\hat{Z}_{\min}$, $\hat{Z}_{\text{mean}}$ совокупностей ледников. Для интервала времени 1946–1975 гг. они были получены из [5–7, 11], а для 1976–2005 гг. – в результате мониторинга колебаний размеров ледников со спутников *TERRA* и *LANDSAT+* [8–10].

3. Гидрологическая репрезентативность ледника – новая характеристика, имеющая практическое значение для решения задач гидрологии и гляциологии в масштабе речных бассейнов

снего-ледникового типа формирования стока. В таких бассейнах чаще всего используется параметризация процесса стока W_{bas} с помощью уравнений множественной линейной регрессии типа $W_{bas} = f(P, T)$, где P – осадки, T – температура воздуха. Для оценки гидрологической репрезентативности ледника, точнее локальных измерений Ab/B_s , в масштабе речного бассейна предложено оценивать изменение сводного коэффициента корреляции уравнений $W_{bas} = f(P, T)$ при замене температуры воздуха T летним балансом массы ледников B_s или включения B_s в такие уравнения. В работе показано, что этот метод приемлем для ледников из существующей сети *WGMS* [1, 4].

4. Из-за несовпадения территорий охвата данными сравнение параметров распределения F_{gl} , N_{gl} , $\hat{Z}_{max}$, $\hat{Z}_{mean}$, $\hat{Z}_{min}$ в Каталогах *RGI v.6* и *GAMDAM* оказалось возможным только для бассейна р. Катунь. Из табл. 3 следует, что высотно-площадные параметры ледников в бассейне р. Катунь по данным этих Каталогов в большинстве случаев существенно отличаются друг от друга. Возможная причина – использование разных спутниковых изображений и методов их обработки.

5. Выполненный анализ служит основанием для того, чтобы априорную выборку опорных/репрезентативных ледников из существующей сети *WGMS* [1, 4] рассматривать просто как ограниченный набор пунктов локальных

измерений составляющих баланса массы ледников по аналогии с пунктами наблюдений гидрологической или метеорологической сетей. Пространственно-временное распространение (экстраполяция) локальных измерений Ab/B_s на территории/речные бассейны различного масштаба требует соответствующего количественного обоснования и доказательств.

6. Реализация рассмотренных методов идентификации репрезентативных ледников, мониторинга региональных изменений оледенения и надёжность соответствующих результатов зависят от наличия и качества климатической, гляциологической и гидрологической информации. Для оценки высотно-площадной динамики как отдельных ледников, так и их совокупностей в настоящее время нет других доступных источников данных, кроме каталогов *WGMS* и *RGI*.

Благодарность. Финансовая поддержка для проведения настоящего исследования получена из бюджета Института географии РАН в рамках выполнения научных тем № 0148-2018-0008 и № 0148-2019-0004.

Acknowledgement. Financial support for this study received from the budget of the Institute of geography, Russian Academy of Sciences in the framework of scientific topics № 0148-2018-0008 and № 0148-2019-0004.

Литература

References

1. Global Glacier Change Bulletin. № 1 / Eds.: Zemp M., Gärtner-Roer I., Nussbaumer S.U., Hüsler F., Machguth H., Mölg N., Paul F., and Hoelzle. World Glacier Monitoring Service. Zürich, Switzerland, 2015. 230 p. doi: 10.5904/wgmsfog-2015-11.
2. Dyurgerov M.B., Meier M.F. Glaciers and the changing earth system: A 2004 snapshot. INSTAAR, Occasional Paper № 58. Boulder: University of Colorado, 2005. 117 p. http://insta-ar.colorado.edu/other/occ_papers.html.
3. Dyurgerov M.B. Reanalysis of glacier changes: from the IGY to the IPY, 1960–2008 // МГИ. 2010. Вып. 108. 116 p.
4. Zemp M., Hoelzle M., Haeberli W. Six decades of glacier mass-balance observations: a review of the worldwide monitoring network // Annals of Glaciology. 2009. № 50. P. 101–111.
1. Global Glacier Change Bulletin. № 1. Eds.: Zemp M., Gärtner-Roer I., Nussbaumer S.U., Hüsler F., Machguth H., Mölg N., Paul F., and Hoelzle. World Glacier Monitoring Service. Zürich, Switzerland, 2015: 230 p. doi: 10.5904/wgmsfog-2015-11.
2. Dyurgerov M.B., Meier M.F. Glaciers and the changing earth system: A 2004 snapshot. INSTAAR, Occasional Paper № 58. Boulder: University of Colorado, 2005: 117 p. http://insta-ar.colorado.edu/other/occ_papers.html.
3. Dyurgerov M.B. Reanalysis of glacier changes: from the IGY to the IPY, 1960–2008. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2010, 108: 116 p.
4. Zemp M., Hoelzle M., Haeberli W. Six decades of glacier mass-balance observations: a review of the worldwide monitoring network. *Annals of Glaciology*. 2009, 50: 101–111.
5. *Katalog lednikov SSSR*. USSR Glacier Inventory. V. 8. Is. 8. Pt. 5–7, 11. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1967–1977. [In Russian].

5. Каталог ледников СССР: Т. 8. Ч. 3, 5–7, 11. Л.: Гидрометеиздат, 1967–1977.
6. Каталог ледников СССР: Т. 15. Вып. 1. Ч. 4–7. Л.: Гидрометеиздат, 1978.
7. Каталог ледников СССР. Т. 14. Вып. 3. Ч. 7. Л.: Гидрометеиздат, 1976.
8. Randolph Glacier Inventory – A Dataset of Global Glacier Outlines: Version 5.0. July 2015. <http://glims.org/RGI/index.html>.
9. RGI Consortium. 2017. A Dataset of Global Glacier Outlines: Version 6.0. doi: <https://doi.org/10.7265/N5-RGI-60>.
10. Nuimura T., Sakai A., Taniguchi K., Nagai H., Lamsal D., Tsutaki S., Kozawa A., Hoshina Y., Takenaka S., Omiya S., Tsunematsu K., Tshering P., Fujita K. The GAMDAM glacier inventory: a quality-controlled inventory of Asian glaciers // The Cryosphere. 2015. № 9. P. 849–864. doi: 10.5194/tc-9-849-2015.
11. Щетинников А.С. Морфология и режим ледников Памиро-Алая. Ташкент: Изд-во САНИГМИ, 1998. 219 с.
12. Булыгина О.Н., Разуваев В.Н., Коршунова Н.Н., Швеиц Н.В. Описание массива данных месячных сумм осадков, температуры воздуха и упругости водяного пара в воздухе на метеостанциях России. Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2015620394. <http://meteo.ru/data>.
13. Williams M.W., Konovalov V.G. Central Asia Temperature and Precipitation Data, 1879–2003. Boulder, Colorado: USA National Snow and Ice Data Center, 2008. http://nsidc.org/data/docs/noaa/g02174_central_asia_data/index.html.
14. Перцигер Ф.И. Режимно-справочное пособие «Ледник Абрамова – климат, сток, баланс массы. Ташкент: САНИГМИ – Мюнхен: Технический Университет, 1996. 277 с.
15. Коновалов В.Г., Рудаков В.А. Гидрологический режим ледников в бассейнах рек Северного Кавказа и Алтая // Лёд и Снег. 2018. № 1. С. 21–40. doi: 10.15356/2076-6734-2018-1-21-40.
16. Fountain A.G., Hoffman M.J., Granshaw F., Riedel J. The ‘benchmark glacier’ concept – does it work? Lessons from the North Cascade Range, USA // Annals of Glaciology, 2009. V. 50. P. 163–168.
17. Braithwaite R.J. After six decades of monitoring glacier mass balance we still need data but it should be richer data // Annals of Glaciology. 2009. V. 50. P. 191–197.
18. Кренке А.Н. Массобмен в ледниковых системах на территории СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 288 с.
19. Боровикова Л.Н., Денисов Ю.М., Трофимова Е.Б., Шенцис И.Д. Математическое моде-
6. Katalog lednikov SSSR. USSR Glacier Inventory. V. 15. Is. 1. Pt. 4–7. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1978. [In Russian].
7. Katalog lednikov SSSR. USSR Glacier Inventory. V. 14. Is. 3. Pt. 7. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1976. [In Russian].
8. Randolph Glacier Inventory – A Dataset of Global Glacier Outlines: Version 5.0. July 2015. <http://glims.org/RGI/index.html>.
9. RGI Consortium. 2017. A Dataset of Global Glacier Outlines: Version 6.0. doi: <https://doi.org/10.7265/N5-RGI-60>.
10. Nuimura T., Sakai A., Taniguchi K., Nagai H., Lamsal D., Tsutaki S., Kozawa A., Hoshina Y., Takenaka S., Omiya S., Tsunematsu K., Tshering P., Fujita K. The GAMDAM glacier inventory: a quality-controlled inventory of Asian glaciers. The Cryosphere. 2015, 9: 849–864. doi: 10.5194/tc-9-849-2015.
11. Schetinnikov A.S. Morfologiya i rezhim lednikov Pamiro-Alaya. Morphology and regime of Pamir-Alay glaciers. Tashkent: Publ. SANIGMI, 1998: 219 p. [In Russian].
12. Bulygina O.N., Razuvaev V.N., Korshunova N.N., Shvets N.V. Description of database on monthly values of precipitation, air temperature and vapor pressure in air at the meteorological stations of Russia. Svidetel'stvo o gosudarstvennoy registratsii bazy dannykh № 2015620394. Certificate of state registration of data base № 2015620394. <http://meteo.ru/data>. [In Russian].
13. Williams M.W., Konovalov V.G. Central Asia Temperature and Precipitation Data, 1879–2003. Boulder, Colorado: USA National Snow and Ice Data Center, 2008. http://nsidc.org/data/docs/noaa/g02174_central_asia_data/index.html.
14. Pertziger F.I. Rezhimno-spravochnoe posobie «Lednik Abramova – klimat, stok, balans massy». «Abramov Glacier Data Reference Book: Climate, Runoff, Mass Balance». Tashkent: SARNIGMI – Munich, Germany: Technical University, 1996: 277 p.
15. Konovalov V.G., Rudakov V.A. Gidrologicheskiy rezhim lednikov v basseynakh rek Severnogo Kavkaza i Altaya. Hydrological regime of glaciers in river basins of Northern Caucasus and Altay. Led i Sneg. Ice and Snow. 2018, 1: 21–40. doi: 10.15356/2076-6734-2018-1-21-40. [In Russian].
16. Fountain A.G., Hoffman M.J., Granshaw F., Riedel J. The ‘benchmark glacier’ concept – does it work? Lessons from the North Cascade Range, USA. Annals of Glaciology, 2009, 50: 163–168.
17. Braithwaite R.J. After six decades of monitoring glacier mass balance we still need data but it should be richer data. Annals of Glaciology. 2009, 50: 191–197.
18. Krenke A.N. Massobmen v lednikovyykh sistemakh na territorii SSSR. Mass exchange in glacial systems on the territory of the USSR. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1982: 288 p. [In Russian].
19. Borovikova L.N., Denisov Yu.M., Trofimova E.B., Shentsis I.D. Mathematical modelling of runoff formation process for mountain rivers. Trydy SANIGMI. Proc. of SANIGMI. 1972, 61 (76): 151 p. [In Russian].

- лирование процесса стока горных рек // Тр. САНИГМИ. 1972. № 61 (76). 151 с.
20. Коновалов В.Г. Пространственная экстраполяция и изменчивость характеристик климата на территории Центральной Азии // Изв. РАН. Сер. геогр. 2003. № 5. С. 97–106.
 21. Bahr D.B., Meier M.F., Peckham S.D. The physical basis of glacier volume-area scaling // Journ. of Geophys. Research. 1997. V. 102. № B9. P. 20355–20362.
 22. Коновалов В.Г. Определение средней летней температуры воздуха в высокогорных областях Центральной Азии // Оледенение Северной и Центральной Евразии в современную эпоху. М.: Наука, 2006. С. 382–384.
 23. Камнянский Г.М. Итоги наблюдений за балансом массы ледника Абрамова (1967–1998 годы) // Тр. САНИГМИ. 2001. № 161 (242). С. 122–131.
 24. Коновалов В.Г., Рудаков В.А., Калашникова О.Ю., Гафуров А., Хагг В. Вопросы моделирования и прогноза стока рек снегово-ледникового типа питания в современных условиях // Вопросы географии. Т. 145. Гидрологические изменения. М.: Издат. дом «Кодекс», 2018. С. 123–143.
 25. Алексеев Г.А. Объективные методы выравнивания и нормализации корреляционных связей. Л.: Гидрометеиздат, 1978. 363 с.
 26. Ледник Абрамова. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 206 с.
 27. Ледники Актру. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 117 с.
 20. Konovalov V.G. Spatial extrapolation and variability of climate characteristics over the Central Asia territory. *Izvestiya Akademii Nauk. Seriya geograficheskaya*. Proc. of the Academy of Sciences. Geography series. 2003, 5: 97–106. [In Russian].
 21. Bahr D.B., Meier M.F., Peckham S.D. The physical basis of glacier volume-area scaling. Journ. of Geophys. Research. 1997, 102 (B9): 20355–20362.
 22. Konovalov V.G. Calculation of the averaged summer air temperature in the high mountain areas of Central Asia. *Oledenenie Severnoy i Tsentralnoy Evrazii v sovremennuyu epohu*. The glaciation of Northern and Central Eurasia in the modern epoch. Moscow: Nauka, 2006: 382–384. [In Russian].
 23. Kamnyanskiy G.M. Results on measurement of mass balance on the Abramova Glacier in 1967–1988. *Trydy SANIGMI*. Proc. of SANIGMI. 2001, 161 (242): 122–131. [In Russian].
 24. Konovalov V.G., Rudakov V.A., Kalashnikova O.Yu., Gafurov A., Hagg W. Issues of modeling and forecasting of the rivers flow fed by melted snow and ice under the modern circumstances. *Voprosy geografii. V. 145. Gidrologicheskie izmeneniya*. Problems of Geography. V. 145. Hydrological changes. Moscow: Publishing House «Kodeks», 2018: 123–143. [In Russian].
 25. Alekseev G.A. *Ob"ektivnye metody vyравnivaniya i normalizatsii korrelyatsionnykh svyazey*. Objective methods of smoothing and normalization of correlation dependences. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1978: 363 p. [In Russian].
 26. *Lednik Abramova*. Abramova Glacier. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1980: 206 p. [In Russian].
 27. *Ledniki Aktru*. Aktru Glaciers. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1987: 117 p. [In Russian].

Employing X-ray computed tomography for the non-destructive ice cores analysis© 2020 г. A.G. Khairedinova^{1,2*}, S.S. Kutuzov¹, V.N. Mikhaleiko¹, D.V. Korost², A.N. Khomyak²¹Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia; ²Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

*Khaisasha_@mail.ru

Применение методики компьютерной томографии для неразрушающего анализа ледниковых керновА.Г. Хайрединова^{1,2*}, С.С. Кутузов¹, В.Н. Михаленко¹, Д.В. Корост², А.Н. Хомяк²¹Институт географии РАН, Москва, Россия; ²Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

*Khaisasha_@mail.ru

Received January 24, 2019 / Revised June 6, 2019 / Accepted September 19, 2019

Keywords: *cryothermos, high-resolution density records, ice (glacial) cores, the Caucasus, X-Ray computed tomography.***Summary**

Computed tomography (CT) is a nondestructive high-resolution way to investigate the three-dimensional structure of samples (ice, rock, etc.). The results of CT analysis of glacial cores consisting of firn and ice extracted on the Western plateau of the Elbrus Mountain (5100–5150 m a.s.l.) in the summer of 2017 are presented in the article. The core taken from the depth of 20.31–21.87 m and consisting of three sections (average length is 52 cm each) was analyzed. In order to maintain the natural negative temperature of the glacial core, a special cryothermos has been created. It conserved the temperature at the level of –25 °C. Data on the structural features of the samples and the three-dimensional pattern of the ice-firn density were obtained. Correlations between the density and some chemical elements had been established. The CT data made it possible also to determine sizes of ice crystals. Comparison of cross sections of cores with firn and ice thin sections (30 in total) has shown that the crystal structure is best displayed in the ice inter-layers since it is impossible to determine reliably sizes of the firn grains at the given survey resolution. Also, the use of the CT method made it possible to determine inclination of the firn layers within the ice core, which is caused by the inheritance of the slope of the surface microrelief and internal inhomogeneities of the firn thickness. Calculations showed that the angle of inclination of the layers varies from 6 to 9°.

Citation: Khairedinova A.G., Kutuzov S.S., Mikhaleiko V.N., Korost D.V., Khomyak A.N. Employing X-ray computed tomography for the non-destructive ice cores analysis. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2020. 60 (2): 182–191. doi: 10.31857/S2076673420020032.

Received January 24, 2019 / Revised June 6, 2019 / Accepted September 19, 2019

Ключевые слова: *данные плотности высокого разрешения, Кавказ, компьютерная томография, криотермос, ледниковые керны.*

Методика компьютерной томографии позволяет получить снимки послойных срезов ледникового керна с помощью рентгеновских лучей. В работе представлен анализ кернов с Западного плато Эльбруса с помощью компьютерного томографа PCT-180. Для поддержания естественных условий керна был создан специальный криотермос, который препятствует таянию образца и изменению структуры фирна во время съёмки. Исследована внутренняя структура керна, установлены размеры кристаллов в разных слоях, найдены неоднородности и получена трёхмерная картина плотности льда.

Introduction

An importance of gaining information from high altitude ice cores is constantly increasing due to the global warming. In comparison with Greenland and Antarctic regions, which have slower response to the climate changes, mountain glaciers are dramatically retreating and disappearing. A wide range of methods is available for studying ice cores presently: chemistry, isotopes, trace elements etc. A variety of most advanced modern technologies are employed for an-

alyzing the ice cores. The presence of drawbacks, even in most advanced techniques employed over the past decade, leads to attempts to create new analytical methods. For example, the development of the continuous flow analyses (CFA), automated chemical method, permitted to pump samples and reagents continuously through a system of modules interconnected by tubing [1]. Employing the laser ablation mass spectrometry with inductively coupled plasma (LA-ICP-MS) produced detailed information about isotopic and chemical composition in sam-

ples [2, 3]. The method allows getting ultra-high-sensitivity chemical analysis at the ppb-level without any special preparation of the sample. The problem, however, remains in most of the methods that is related to the destruction of samples during the analyses. Ice is essentially lost in the process and become unavailable for other types of analyses.

Computed tomography is a well-known technique for obtaining cross-sectional images. In the last decade, this method has become widely recognized and emerged as a leading analytical tool in many areas [4, 5]. Computed tomography system allows obtaining a three-dimensional distribution of the X-ray absorption values in the entire volume of the sample within the limits of the resolution. All X-ray opaque elements give signal through density and chemical composition differences. The morphology and pore size, caverns, cracks, and inclusions are analyzed. The main advantage of the method is the non-invasiveness (using intact ice sections) of the samples [6, 7]. Since ice cores are very precious, the main advantage in using Computed Tomography (CT) is that it does not affect further processing of samples. The analysis cost is relatively low, while the amount of information obtained is substantial. CT method should be used before other analyses. The use of non-destructive CT method does not affect subsequent work with the samples [8].

Initially, the technique of computed tomography was used in medicine and made a revolution in the field as it became possible to obtain information about the internal structure of the human organism without surgery. Almost the same equipment and software for interpretation of the X-ray survey can be used for scientific purposes for sediment or ice core analysis. The first attempts to include CT in the principal methods of ice core studies were made in 1990 when J.M. Barnola and his colleagues used X-Ray tomography for 3D reconstruction of the Vostok firn structure [9]. A related method of micro-tomography is presently in rather high demand [10]. One of its disadvantages is the necessity of laboratory sampling. The general principle of the method is similar to the ordinary CT, however, micro-CT permits studying the inner structure with high resolution (several microns) [11]. Another problem of working with CT is the necessity of maintaining below-zero temperature. Sneed et al. [2] tried to solve this problem by constructing a cryocell that would permit to do laser ablation inside the cryo-system while minimizing the sampling area.

Full-length ice core CT was suggested by Volland et al. [12], however, it required substantial technological support. In the first attempt, the idea was to investigate the structure of ice cores before transportation that lead to applying ice core CT for the first time in the field (Kohnen station, DML, Antarctica). Subsequently, a research group from Alfred Wegener Institute created a laboratory with X-Ray CT system inside a freezer room maintained at -25°C . The main goal of our study was to further develop the methodology for the full-length ice core CT analysis and to evaluate the adequacy of the CT method for studying ice core stratigraphy. Here we present the first CT results of shallow firn core from Mt. Elbrus. A CT system enables analyzing ice cores, determine the porosity, compare the visual stratigraphy and chemistry and to correlate those results to the ice core thin sections. Since high image quality is required to get precise results, a vast amount of measurement data was produced. We discuss the advantages and possible further development of CT analyses for ice core studies.

Data and Methods

The Caucasus mountains are situated between the Black and the Caspian seas in the south of Russia. Ice core drilling took place at Mt. Elbrus, located in the Central Caucasus Mountains. A shallow ice core with a diameter of 9 cm and total length of 24 m was extracted from the Western Elbrus Plateau in the summer of 2017. The drilling site was located at an elevation of 5115 m [13]. Three sections (an average length of 52 cm) extracted from the depth of 20,31–21,87 m were used in this study. In order to perform the CT analysis for the full-length ice core, the freezing temperature had to be maintained during the imaging session. For this purpose, we used a special cryogenic thermos of 100 mm diameter. It consisted of a polyvinyl chloride pipe with sealed ends and double walls. The antifreeze between the walls was cooled at -25°C . The cryothermos may accommodate 1 m long core sections and maintain a suitable temperature for approximately 5 hours. To test the ability of the CT system to analyze full length ice cores the artificial ice core (diameter 9 cm, length 30 cm) was made. It contained ice, firn, snow, and some mineral particles. Artificial core was made by sequential adding layers of water, snow and firn sam-

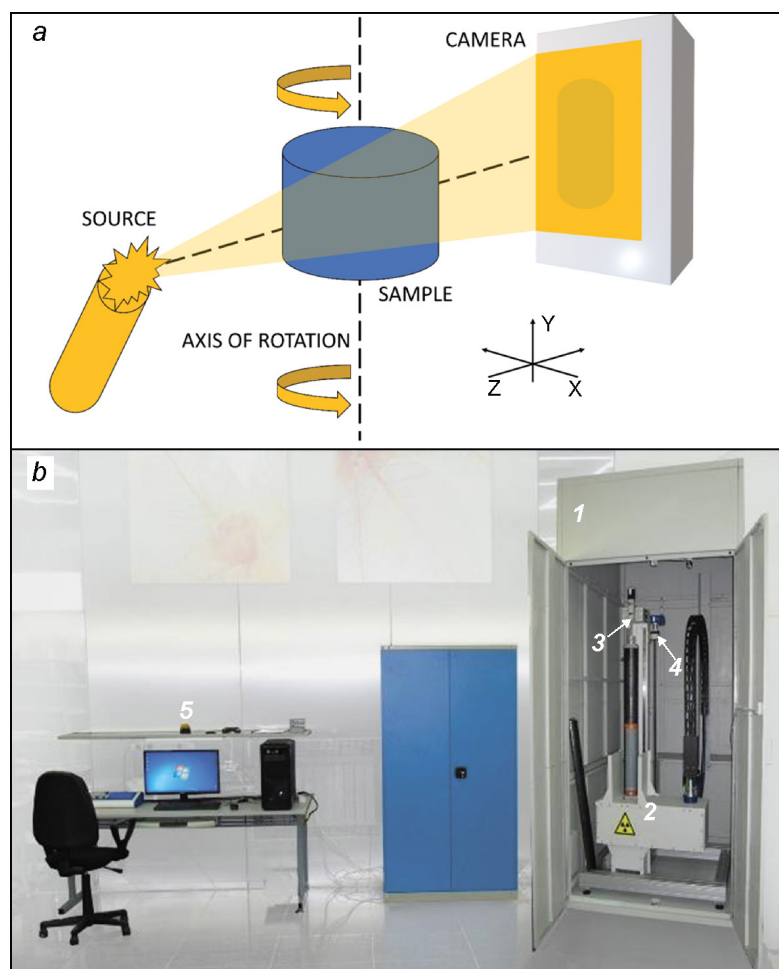


Fig. 1. Computed Tomography system: *a* – scheme of the mutual arrangement of the system elements and the sample in a three-dimensional coordinate system with the main system parts: the source of X-rays, the object of study, the detector, fixing the level of radiation absorbed by the object; *b* – photo of a CT-180 tomograph located at the Geological Faculty of Lomonosov Moscow State University. The main parts of a CT scanner are: 1 – a protective cabinet; 2 – a core holder; 3 – a mobile support of an X-ray apparatus; 4 – an X-ray detector moving along the core; 5 – a PC for processing CT data (<http://geologika.ru/>)

Рис. 1. Система компьютерной томографии: *a* – схема взаимоположения элементов системы и образца при съёмке в трёхмерной системе координат с основными узлами: источник рентгеновских лучей, объект изучения, детектор, фиксирующий уровень излучения, поглощённого объектом; *b* – фотография компьютерного томографа РКТ-180, расположенного на геологическом факультете МГУ имени М.В. Ломоносова (<http://geologika.ru/>). Основные части томографа: 1 – защитный шкаф; 2 – кернодержатель; 3 – подвижная опора рентгеновского аппарата; 4 – детектор рентгеновского излучения, перемещающийся вдоль керна; 5 – ПК для обработки данных КТ (<http://geologika.ru/>)

ples collected earlier on Elbrus glacier into the plastic tube. The tube was then frozen (-20°C). Additionally, layers of mineral particles collected in Elbrus were also added. The CT system consists of the X-Ray source, an object of the study and the detector, that determine the level of radiation absorbed by the object (Fig. 1, *a*) [12].

A separate two-dimensional image corresponding to the intensity of X-Ray radiation after passing through the sample forms the shadow projection. The main principle of computed tomography is to obtain a set of such projections from different angles. This is usually accomplished by its subsequent stepwise rotation. In addition to the x-ray projection of the sample, information about the spatial resolution of the object, the source, and the detector is recorded in contrast with classical X-Ray radiography [4]. The brightness (different gradations of gray) on the X-Ray shadow projection reflects the attenuation of X-Ray radiation, because of the scattering and absorption of the signal passed through the sam-

ple. The attenuation depends on the density and the atomic number of the material from which the object is composed. When X-Rays pass through a material, the radiation absorption level can be associated with four types of interaction: photoelectric absorption, Compton scattering, the formation of electron-positron pairs, and coherent Rayleigh scattering. The set of obtained X-ray patterns is then recalculated into a set of density sections that reflect the internal structure of the sample. This operation is called reconstruction. The most common way to display CT densities is to distribute the shades of gray on the graphic slices formed by the system during reconstruction. Lighter shades correspond to a higher density, and darker colors correspond to a lower density. A computed tomograph RCT-180 at the Geological Department of Lomonosov Moscow State University was employed in this study (see Fig. 1, *b*).

This instrument is used for the study of rocks, soils, unconsolidated bottom sediments, biological samples, etc. It allows scanning cores with a length

of 1 m and with a diameter of 10 cm. The scanner is characterized by a 150–250 μm spatial resolution, $100 \times 100 \times 1000$ mm active area and 160 kV intensity. The stage rotates for full 360° , in 0.3° steps, with carriage lift 0.2 mm. For the artificial core, the following parameters were used: 1.5–5 mA amperage, 160 kV intensity, and 115 μm spatial resolution. For Elbrus ice cores the parameters of computer tomographer retained the same, except for the spatial resolution (230 μm). The average survey time was approximately 1.5 hours. The data reconstruction was performed using the TomoViewer software, Geologika (Novosibirsk). The data were processed on the Dell Precision T5500 workstation using software products: Data Viewer, CTan (calculations and construction of 3D models of radiopaque components) and CTVol (visualization of volumetric mod-

els). Here we also used the results of the chemical and isotopic composition of the Mt. Elbrus ice core. The isotopic composition was measured in Climate and Environmental Research Laboratory, St. Petersburg, while major ions were studied in the Institute for Geosciences and Environmental Research, Grenoble, France [14].

Results

The test core. The artificial ice core contained ice layer, firn and firn with ice lenses to represent the variety of the possible structures in real ice cores (Fig. 2). We also added fine mineral particles from a snow sample collected previously in snow pit in Elbrus as well as some coarse particles collected from

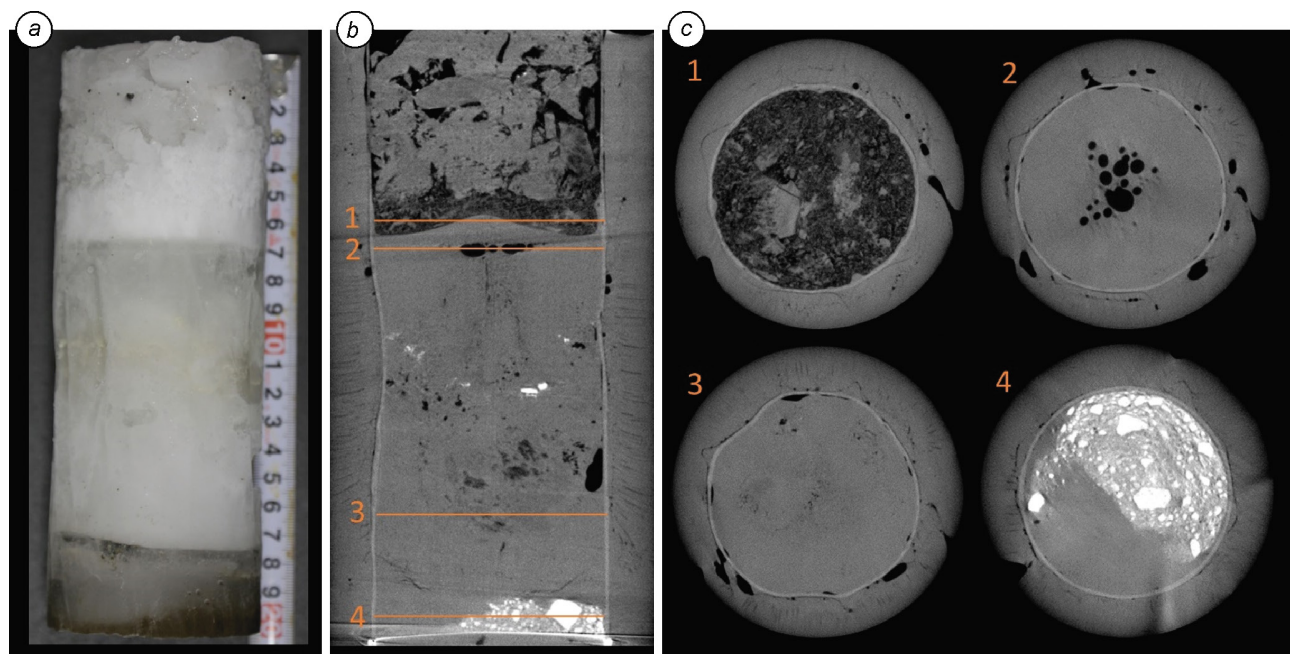


Fig. 2. Artificial ice core:

a – a photo of the ice core with a scale bar (length of the core is 20 cm); *b* – stereological visualization of a longitudinal section of the core with its internal structure; brightness (various shades of gray) reflects the difference in absorption; based on this, areas of ice core with different composition were identified: black color (maximum absorption) – air inclusions, dark gray – firn, gray – ice, white (minimum absorption) – mineral inclusions; *c* – ice core cross sections: 1 – core interlayer with firn (dark gray color); 2 – core interlayer with ice (gray color) and the formation of air bubbles (black color); 3 – core interlayer with ice; 4 – core interlayer with mineral inclusions (white color) and ice. The orange lines indicate the places of the core cross-sections

Рис. 2. Искусственный керн:

a – фотография керна с масштабной линейкой (длина керна 20 см); *b* – стереологическая визуализация продольного среза керна с его внутренним строением; яркость (различные оттенки серого) отражает разницу в поглощающей способности: чёрный цвет (максимальное поглощение) – включения воздуха; тёмно-серый – фирн; серый – лёд; белый цвет (минимальное поглощение) – минеральные включения; *c* – поперечные срезы керна: 1 – прослой керна, вмещающий фирн (тёмно-серый цвет); 2 – прослой керна, состоящий из льда (серый цвет) с образованием пузырьков воздуха (чёрный цвет); 3 – прослой керна, состоящий из льда; 4 – прослой керна с минеральными включениями (белый цвет) и льдом. Оранжевые линии соответствуют поперечным срезам керна

the rock outcrops near the drilling site. Fig. 2, *b* shows the stereological visualization of the artificial ice core. Main structure heterogeneities were detected. The brightness (different gradations of gray) on the X-ray shadow projection reflects the attenuation of X-ray radiation, due to the effects of scattering and absorption of the signal passed through the sample. The cross sections with contrasting media are shown, namely mineral inclusions, ice, firn and air bubbles (see Fig. 2). The optical density corresponds to the degree of of X-rays attenuation of transparent objects or reflection of light by an opaque object. Optical density can be calculated using the formula $OD = \log_{10} (I_0/I)$, i.e. I_0 – incident optical intensity, I – transmitted optical intensity. The types of objects with the highest values of optical density (270 and more) are the dense mineral inclusions. The average value of the optical density for ice in an artificial core is 120–150. The optical density of air approaches 0. Considering the results of artificial ice core, the inner structure heterogeneities in the natural ice cores can be detected using the same approach.

Shallow core–2017. The Elbrus shallow firn core was dated using well preserved seasonal stable isotopic oscillations. The seasonal amplitude of $\delta^{18}\text{O}$ change was 25.2 ‰, with average values being –25 ‰ in winter and –10 ‰ in summer respectively. The ice core covers the period of 2012–2017 with mean annual accumulation rate of 2200 mm w.e. Three sections used in CT analyses correspond to the layers accumulated during the warm season of 2012. A detailed description of section's stratigraphy was made in the cold laboratory. It was revealed that the cores are composed mostly of firn and contain mineral particles. Ice layers and dust horizons can be visually identified. The distribution profiles of the main chemical elements are presented in Fig. 3 together with density characteristics of the core. The density was measured in cold laboratory using discrete sections for every 10 cm. The maximum density of 0.8 g/cm² was observed for the layers at the edge of sections 42 and 43. The distribution profiles of Ca^{2+} , Mg^{+} , NH_4^{+} , SO_4^{2-} , and Fe^{2+} were analyzed to find similar patterns.

The values for all ions were elevated in section 41: for Ca the maximum value is 100 ppb, for Mg – 80 ppb, for NH_4 – 800 ppm, for SO_4 – 1850 ppm, for Fe – 60 ppm. Concentrations decreased in section 42: NH_4 = 400 ppm, SO_4 = 600 ppm, Fe = 25 ppm, and the minimum are equal to 10 ppb

for Mg. The ion concentrations level off in section 43. This distribution is due to the presence of a large amount of dust in ice in the section 41. A double peak of calcium, corresponding to two dust layers in the ice core is observed also in Fe profile (section 41). When considering the dependence of the presence of chemical inclusions on optical density, it was revealed that the high concentration of Ca indicated the dust layer that can be identified by CT.

In Fig. 4 separate dense horizons are observed, which are reflected in the variations of chemical elements. Pronounced in density is only the dust layer in which concentrations of all chemical elements are rising. However, this may be due to the sampling technique in 10-cm increments, which could cause the chemical signal to be blurred or not manifested at all. The section shown in the red frame in Fig. 4, *a* and *b* has the highest density values. When compared with the gradations of the artificial core, it was suggested that the formations may be separate mineral dust particles. It is possible that individual dust particles in the ice core can be observed using the CT technique. The problem that arises when interpreting data is the separation of noise and the signal from the actual crystals. For their separation, it is necessary to create criteria for the selection of density classes. Under low resolution imaging conditions, it is often difficult to find an increase in the density reflected in CT images corresponding to an increase in the concentration of inclusions. These shortcomings should be considered in future studies.

Another important advantage of this technique is the ability to trace the inclination of the layers in three dimensions (see Fig. 4, *c*), since usually information about the 3D structure of the ice layers is not available. It is possible to clearly trace the firn layers and calculate their angle of inclination relative to the borehole. The firn core from the depth of 2020–2180 cm is composed of firn and the inclination, in this case, is due to the influence of the surface microrelief and possible internal inhomogeneities. The calculations showed, that the angle of inclination of the layers in the studied sections varies from 6 to 9°. With further use of the CT technique for deeper core sections such information may provide insights into basal ice flow disturbances. Such information is important to verify the ice flow and depth age modelling.

Structural features. The method of computed tomography allows determining the internal structure of the core. According to the obtained CT data, it

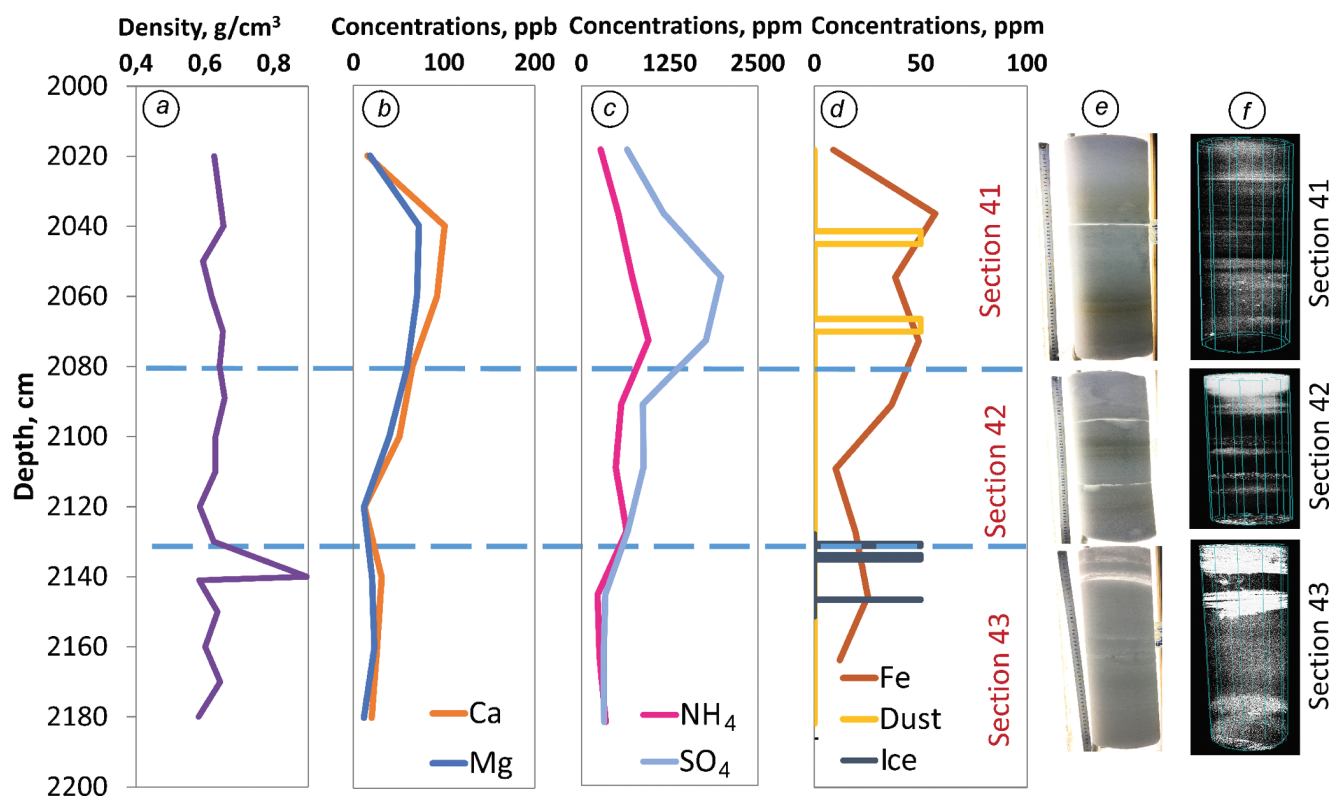


Fig. 3. The distribution profiles of the density, chemical elements, CT data and visual images in three sections of ice cores (sections 41–43) from the depth 20,31–21,87 m.

Dashed blue lines indicate the boundaries between core sections. The distribution profile: *a* – density measured in freezer conditions every 10 cm; *b* – Ca and Mg; *c* – NH_4 and SO_4 ; *d* – Fe, horizons of mineral dust and ice interlayers; *e* – photographs of sections with visible layers of dust and ice horizons; *f* – stereological visualization of sections with identified internal heterogeneity

Рис. 3. Графики плотности, химических элементов, КТ-данных и фотографии ледниковых кернов в трёх секциях керна (секции 41–43) с глубины 20,31–21,87 м.

Пунктирные голубые линии – границы между секциями кернов. Профили распределения: *a* – плотности, измеренной в условиях морозильной камеры через каждые 10 см; *b* – Ca и Mg; *c* – NH_4 и SO_4 ; *d* – Fe, горизонтов минеральной пыли и прослоев льда; *e* – фотографии секций керна с видимыми прослоями пыли и ледяных горизонтов; *f* – стереологическая визуализация секций с выявленной внутренней неоднородностью

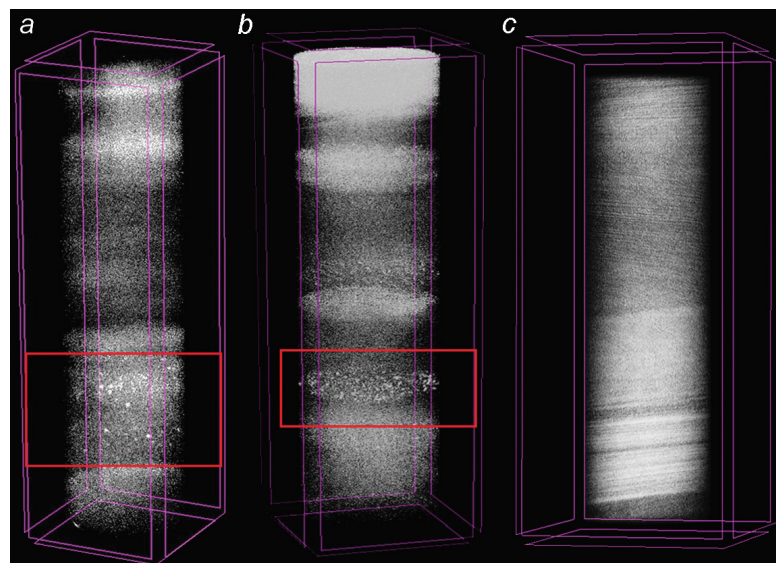


Fig. 4. Stereological visualization of ice cores: *a* – lower part of section 41; *b* – section 43 with different absorption of horizons; in the red rectangles – presumably mineral dust particles; *c* – upper part of section 41 with visible slope of the firn layers

Рис. 4. Стереологическая визуализация ледниковых кернов:

a – нижняя часть секции керна 41; *b* – секция 43 с различными по абсорбционной способности горизонтами; в красных прямоугольниках – предположительно минеральная пыль; *c* – верхняя часть секции 41 с видимым наклоном слоёв фирна

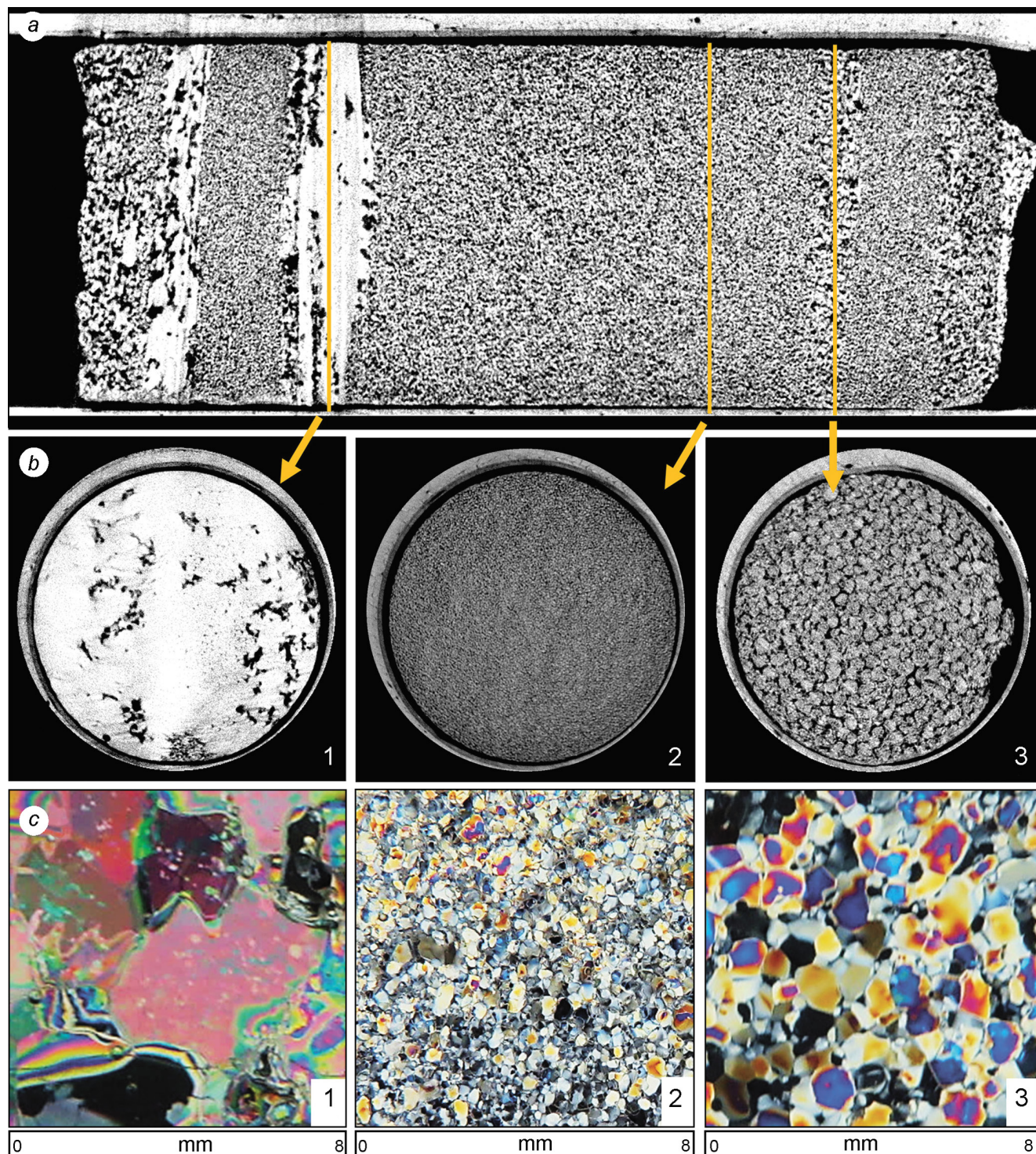


Fig. 5. The inner structure of the ice core:

a – stereological visualization of the section 43; yellow lines with arrows indicate the cross sections; *b* – cross-sections of the core: 1 – ice (white color); 2 – fine-grain firn (dark gray color); 3 – coarse-grain firn (gray color); *c* – thin sections from the same horizons with crystals of: 1 – ice; 2 – fine-grain firn; 3 – coarse-grain firn

Рис. 5. Внутренняя структура ледникового керна:

a – стереологическая визуализация секции 43; жёлтые линии соответствуют поперечным срезам керна; *b* – поперечные срезы керна: 1 – лёд (белый цвет); 2 – мелкозернистый фирн (тёмно-серый цвет); 3 – крупнозернистый фирн (серый цвет); *c* – шлифы кернов из тех же горизонтов с кристаллами: 1 – льда; 2 – мелкозернистого фирна; 3 – крупнозернистого фирна

is possible to identify individual stratigraphic layers, without cutting of the samples. In addition, using the CT technique allows distinguishing the crystals composing the individual density layers according to their size. In order to test whether the resulting image also provides information on the size of the crystals, a comparison was made with the firn and ice flat-surface vertical sections. The sections were made for each horizon, distinguished visually by stratigraphy for all three sections (a total of 30 thin sections). Subsequently, a comparison was made of vertical sections and horizontal core sections using CT. Below we list the most illustrative examples. The horizontal sections of various parts of the core were obtained using the DataViewer program. In this case, mineral inclusions are absent, therefore the densest layer (ice) is displayed in white. The core section 43 consisted of firn with some ice layers up to 4 cm thick (Fig. 5). The ice layers, shown in the first cross section, have a crystal size of up to 6–8 mm. They are characterized by the highest contrast and are easily detectable on the CT images. The second cross section depicts the firn that is representative for most of the core used in this study. As seen in the cross section, the crystals have dimensions on the order of 0,1–0,5 mm. They are not distinguishable on the CT image and are revealed only as noise. The third section displays a coarse-grained firn, the crystal size of which reaches 1 mm. Such firn can be identified by the results of a CT scan. However, there is an ambiguity in the correct interpretation of such horizons associated with a large amount of noise.

Thus, the use of computed tomography allowed identifying heterogeneities in the structure of the ice core. They were not recorded when the core was previously inspected visually. Moreover, in some cases, it was possible to identify patterns of crystals of different sizes in the image. However, only contrasting media with a large difference in the size of crystals are confidently distinguished on the background of fine-grained firn: the ice and coarse-grained firn.

Conclusion

The method of computed tomography was tested on artificial and actual ice cores. The technique has several clear advantages. Compared with microtomography, ordinary CT allows examining samples up to 1 m length. It is non-destructive, meaning that

the samples do not need to be cut and melted. In this study, it was possible to solve the problem experienced by the previous researchers employing the CT technique, related to maintaining the proper temperature conditions for the ice. A special cryothermos was designed, that does not require any special investments, as in the case of using a special walk-in freezer laboratory. However, at this point cryothermos is not completely satisfactory and needs to be further improved, since it was not able to maintain the proper conditions for the ice for more than 5 hours. Reliable results were obtained for the test ice core. That sample was characterized by a large contrast in composing media. Density, porosity and structural features of the Elbrus core sections were determined. Correlations with several (Ca, Fe) chemical elements were found. The question of whether it is possible to decipher individual dust particles in large-scale dust horizons still remains open and needs further verification. Information on the crystals size can be obtained using the CT data especially when there is a high contrast with the background medium. It should be noted that the obtained CT data were characterized by a large amount of noise. To identify all structural heterogeneities and clearly separate between inclusions and the noise, it is necessary to carry out the imaging with higher resolution. This will require substantially greater computer storage capacity. In further studies, it is necessary to pay close attention to the choice of spatial resolution, to design a longer-lasting cryothermos for maintaining the proper temperature conditions for the ice cores, and to study a greater number of firn and ice cores to fully explore the possibilities of a CT method.

Acknowledgments. The research was supported by the Russian Science Foundation (project № 17-17-01270). We thank I.I. Lavrentiev, A.A. Polukhov, A.A. Abramov and all the participants of the expedition to Elbrus in 2017. We also thank A.M. Grachev for valuable comments and text edits during the manuscript preparation.

Благодарности. Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект № 17-17-01270). Мы благодарим И.И. Лаврентьева, А.А. Полюхова, А.А. Абрамова и всех участников экспедиции на Эльбрус в 2017 г. Также авторы выражают благодарность А.М. Грачеву за ценные советы и коррекцию текста во время подготовки статьи.

Применение методики компьютерной томографии для неразрушающего анализа ледниковых кернов

В настоящее время при изучении ледниковых кернов используется большое число современных методов. Однако многим из них свойственны недостатки, связанные с разрушением и таянием образца при анализе, что препятствует дальнейшему использованию кернов. Компьютерная томография (КТ) — способ получения послойных срезов объекта с помощью рентгеновских лучей. Яркость (различные градации серого) на рентгеновской теневой проекции отражает ослабление рентгеновского излучения за счёт эффектов рассеивания и поглощения сигнала, прошедшего через образец. Ослабление зависит от плотности и атомного числа материала, из которого состоит изучаемый объект. Преимущество метода КТ — его быстрота: затраты непосредственно на съёмку — минимальные, при этом объём получаемой информации — весьма существенный. В нашей работе использовался компьютерный томограф РКТ-180 на геологическом факультете МГУ имени М.В. Ломоносова. Метод компьютерной томографии был протестирован на искусственном и настоящем кернах (ледниковые керны с Западного плато Эльбруса). Авторы решили проблему, связанную с поддержанием температурных условий льда, которая была у предыдущих исследователей КТ-методики. С этой целью был создан специальный криотермос, поддерживающий температуру на уровне -25°C .

В результате работы с секциями керна Эльбруса получены данные о его плотности, пори-

стости и структурных особенностях. Установлены корреляции с рядом химических элементов, а также явная зависимость оптической плотности по результатам КТ от содержания кальция. Ледниковый керн с глубины 2020–2180 см сложен фирном, наклон которого обусловлен унаследованностью микрорельефа поверхности и возможными внутренними неоднородностями. Расчёты показали, что угол наклона слоёв в изучаемых секциях изменяется от 6 до 9° .

Метод компьютерной томографии позволяет определить внутреннюю структуру керна. Также по данным КТ можно получить сведения о размерах кристаллов. Было проведено сравнение поперечных срезов кернов КТ со шлифами фирна и льда. Шлифы были сделаны для каждого горизонта, различаемого визуально по стратиграфии для всех трёх секций. Общее число шлифов — 30. Далее было проведено сопоставление шлифов и горизонтальных срезов керна по КТ. Установлено, что лучше всего кристаллы отображаются при большом контрасте с фоновой средой. В данном кернах фоном служил мелкозернистый фирн, на контрасте с которым в результатах КТ были выделены ледяной горизонт и горизонт с крупнозернистым фирном. Значительный недостаток полученных данных КТ — большое количество шумов. При дальнейших работах необходимо с повышенным вниманием подойти к выбору пространственного разрешения, создать термос с увеличенным временем сохранения температурных условий льда, а также изучить большее число образцов ледниковых кернов для выявления сезонных и годовых закономерностей.

References

1. Bigler M., Svensson A., Kettner E., Vallelonga P., Nielsen M., Steffensen J. Optimization of High-Resolution Continuous Flow Analysis for Transient Climate Signals in Ice Cores. *Environ. Sci. Technol.* 2011, 45 (10): 4483–4489. doi: 10.1021/es200118j.
2. Sneed S., Mayewski P., Sayre W., Handley M., Kurbatov A., Taylor K., Bohleber P., Wagenbach D., Erhardt T., Spaulding N. New LA-ICP-MS cryocell and calibration technique for sub-millimeter analysis of ice cores. *Journ. of Glaciology*. 2015, 61 (226): 233–242. doi: 10.1016/j.jscitotenv.2017.04.187.
3. Spaulding N., Sneed S., Handley M., Bohleber P., Kurbatov A., Pearce N., Erhardt T., Mayewski P. A New Multielement Method for LA-ICP-MS Data Acquisition from Glacier Ice Cores. *Environ. Sci. Technol.* 2017, 51 (22): 13282–13287. doi: 10.1021/acs.est.7b03950.
4. Cnudde V., Boone M. High-resolution X-ray computed tomography in geosciences. A review of the current technology and applications. 2013, 123: 1–17. doi: 10.1016/j.earscirev.2013.04.003.
5. Voland V., Freitag J., Uhlmann N., Hanke R. A CT System for the Analysis of Prehistoric Ice Cores. *Micro-electronic Systems*, Springer Berlin Heidelberg. 2011: 265–276. doi: 10.1007/978-3-642-23071-4_25.
6. Nachtrab F., Firsching M., Voland V., Salamon M., Schröpfer S., Reisinger S., Wörlein T., Ennen A., Schmitt M., Hebele S., Schlechter T., Uhlmann N. Application specific computed tomography systems for core analysis. Intern. Symposium of the Society of Core Analysts held in Avignon. 2014: 1–6.

7. Zabler S., Fella C., Dietrich A., Nachtrab F., Salamon M., Voland V., Ebensperger T., Oeckl S., Hanke R., Uhlmann N. High-resolution and high-speed CT in industry and research. *Developments in X-Ray Tomography VIII*. 2012, 8506: 1–11. doi: 10.1117/12.964588.
8. Reilly B., Stoner J., Wiest J. SedCT: MATLAB™ tools for standardized and quantitative processing of sediment core computed tomography (CT) data collected using a medical CT scanner. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2017, 18: 3231–3240, doi: 10.1002/2017GC006884.
9. Barnola J.-M., Pierritz R., Goujon C., Duval P., Bollé E. 3D reconstruction of the Vostok firn structure by X-ray tomography. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2004, 97: 80–84.
10. Cnudde V., Masschaele B., Dierick M., Vlassenbroeck J., Hoorebeke L., Jacobs P. Recent progress in X-ray CT as a geosciences tool. *Applied Geochemistry*. 2006, 21 (5): 826–832. doi: 10.1016/j.apgeochem.2006.02.010.
11. Lieb-Lappen R., Golden E., Obbard R. Metrics for interpreting the microstructure of sea ice using X-ray micro-computed tomography. *Cold Regions Science and Technology*, Elsevier. 2017, 138: 24–35. doi: 10.1016/j.coldregions.2017.03.001.
12. Voland V., Müller A., Firsching M., Gruber R., Mohr S., Habl M., Schön T., Oeckl S., Schröpfer S., Hess J., Burtzclaff S., Freitag J., Salamon M., Kessling P., Jimenez H., Sauer F., Piffel D., Nachtrab F., Uhlmann N. Computed Tomography (CT) System For Automatic Analysis Of Ice Cores. *European Conference on Non-Destructive Testing (ECNDT)*. 2010: 1.
13. Mikhalev V., Kutuzov S., Lavrentiev I., Toropov P., Abramov A., Poliukhov A. *Glyaciologicheskie issledovaniya Instituta geografii RAN na Elbruse v 2017*. Glaciological studies of the Institute of Geography, RAS, on the Elbrus Mount in 2017. *Ice and Snow*. 2017, 57 (3): 292. doi: 10.15356/2076-6734-2017-3-292. [In Russian].
14. Mikhalev V., Sokratov S., Kutuzov S., Ginot P., Legrand M., Preunkert S., Lavrentiev I., Kozachek A., Ekaykin A., Fain X., Lim S., Schotterer U., Lipenkov V., Toropov P. Investigation of a deep ice core from the Elbrus western plateau, the Caucasus, Russia. *The Cryosphere*. 2015, 9: 2253–2270. doi: 10.5194/tc-9-2253-2015.

Оценка баланса массы ледника Альдегонда (Западный Шпицберген) в 2015–2018 гг. на основе модели ArcticDEM, геодезических и гляциологических данных

© 2020 г. А.В. Терехов*, Г.В. Тарасов, О.Р. Сидорова, В.Э. Демидов, М.А. Анисимов, С.Р. Веркулич

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

*antonvtterekhov@gmail.com

Estimation of mass balance of Aldegondabreen (Spitsbergen) in 2015–2018 based on ArcticDEM, geodetic and glaciological measurements

A.V. Terekhov*, G.V. Tarasov, O.R. Sidorova, V.E. Demidov, M.A. Anisimov, S.R. Verkulich

Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

*antonvtterekhov@gmail.com

Received April 18, 2019 / Revised July 2, 2019 / Accepted September 19, 2019

Keywords: Arctic, ArcticDEM model, digital elevation model, glacier mass balance, Svalbard.

Summary

The Aldegonda (Aldegondabreen) Glacier, located on the Nordenskjöld Land, West Spitsbergen, covers the area of about 6 km² (in 2018) and does constantly retreat since the very first observations of 1936. In August 2018, a topographic survey of the glacier was carried out. By comparing the results with the ArcticDEM model, built from space images of 2015, the difference in heights of the surface over three years had been calculated. Comparison of this difference with *in situ* data of glaciological measurements by the ablation stakes, made during the same period 2015–2018, demonstrated a high correlation between them. Considering the almost complete absence of snow cover on the glacier at the end of the summer season, the difference was recalculated into the spatial distribution of the specific mass balance by multiplying the ice density (0.88 g cm⁻³). Using the empirical dependence of the specific mass balance on the altitude above sea level, the obtained values were extrapolated to that part of the glacier which was not surveyed in 2018. The total loss of the Aldegonda Glacier mass for 2015–2018, calculated on the basis of topographic survey and the ArcticDEM, was estimated as 30.3 million tons (about 10.1 million tons per year). This magnitude gives the value of mean annual specific balance of approximately –1.76 m w.e, which is almost 2.5 times larger modulo than the previously published mean for the period 1936–1990, but close to the values of the early 2000s. Despite the small difference in the values obtained by geodetic and glaciological methods, the measurements does not show a systematic shift relative to each other and demonstrate approximately the same intervals of specific balance from the glacier tongue to its upper reaches (–1.08 ÷ –3.01 m w.e). This makes possible to conclude that the ArcticDEM model has the satisfactory vertical accuracy (both relative and absolute) to study on its basis changes in the surface height of an individual glacier.

Citation: Terekhov A.V., Tarasov G.V., Sidorova O.R., Demidov V.E., Anisimov M.A., Verkulich S.R. Estimation of mass balance of Aldegondabreen (Spitsbergen) in 2015–2018 based on ArcticDEM, geodetic and glaciological measurements. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2020. 60 (2): 192–200. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673420020033.

Поступила 18 апреля 2019 г. / После доработки 2 июля 2019 г. / Принята к печати 19 сентября 2019 г.

Ключевые слова: Арктика, баланс массы ледника, цифровая модель рельефа, Шпицберген, ArcticDEM.

Путём сравнения результатов топографической съёмки с моделью местности ArcticDEM изучено снижение поверхности ледника Альдегонда за 2015–2018 гг. Потеря массы ледником за три года составила 30,3 млн т, или –1,76 м в.э. Исследование показало возможность применения ArcticDEM для масс-балансовых оценок отдельных ледников.

Введение

Преобладающая часть о. Западный Шпицберген характеризуется высокими темпами сокращения оледенения на протяжении почти столетия [1, 2]. Особенно быстро идёт деградация

горного оледенения центральной части острова. Так, на Земле Норденшельда, согласно оценкам отечественных исследователей, с 1936 по 2017 г. площадь ледников уменьшилась на 169,5 км² (49,5%) [3]. Анализу динамики оледенения в последние десятилетия в значительной мере спо-

способствует применению активно развивающихся методов дистанционного зондирования. Основные параметры, изучаемые на основе спутниковых снимков, — площадь ледника и её изменения во времени. Цифровые модели рельефа до недавнего времени не позволяли рассчитывать с приемлемой точностью баланс массы из-за их недостаточного пространственного разрешения (например, GTOPO), вертикальной точности (ASTER) либо покрытия (SRTM).

В последние несколько лет на основе оптических спутниковых снимков DigitalGlobe Университетом Миннесоты создаётся и открыта для использования цифровая модель местности (ЦММ) ArcticDEM. ЦММ распространяется в виде растра с пространственным разрешением 2 м [4]. Эта модель была успешно опробована при региональных исследованиях параметров оледенения северо-восточной Гренландии [5], Северной [6] и Новой Земли [7], Камчатки [8], Исландии [9] и Шпицбергена [10]. Однако точность модели ArcticDEM для решения гляциологических задач на уровне отдельных ледников требует проверки — верификации модели результатами натурных наблюдений. Для расчёта параметров баланса массы с применением ArcticDEM в комбинации с топографической съёмкой и последующей проверкой корректности результатов на основе наземных гляциологических наблюдений мы выбрали горно-долинный ледник Альдегонда на о. Западный Шпицберген.

В августе 2018 г. Российской научной арктической экспедицией ФГБУ «ААНИИ» на архипелаге Шпицберген (РАЭ-Ш) была проведена наземная топографическая съёмка поверхности ледника. Путём сравнения её результатов с ЦММ ArcticDEM за 2015 г. получена пространственная картина изменения высоты поверхности ледника за три года. После верификации данными гляциологических наблюдений по абляционным рейкам изменение высоты было пересчитано в удельный баланс массы. На основе полученной эмпирической зависимости удельного баланса от высоты над уровнем моря измерения были экстраполированы на фрагмент ледника Альдегонда, не покрытый топографической съёмкой, что позволило рассчитать потери массы за три года для всего ледника. Методические аспекты и результаты этих работ излагаются и обсуждаются в настоящей статье.

Материалы и методы

Горно-долинный ледник Альдегонда расположен на Земле Норденшельда (о. Западный Шпицберген) в 10 км от пос. Баренцбург (рис. 1). Площадь ледника — около 6 км² (по состоянию на 2018 г.), а диапазон высот — преимущественно (более 95% поверхности) от 120 до 450 м над ур. моря (все высоты в статье даны над уровнем моря), хотя отдельные части ледника на юге и юго-западе поднимаются до 650 м. 7–8 августа 2018 г. была выполнена топографическая съёмка поверхности ледника на площади около 4,5 км², за исключением наиболее крутых юго-западных частей ледника. Работы проводились дифференциальным спутниковым методом при помощи двухчастотных многоканальных приёмников Sokkia GRX-2 и полевого контроллера Archer-2. Съёмка проходила в режиме кинематики траверсами через 100–150 м «поперёк» ледника (в направлении север–юг), расстояние между соседними точками в траверсе составляло 5–20 м. Всего получены координаты около 20 тыс. точек. Результаты наблюдений уравниены в свободно распространяемой программе RTKLib. Точность координат, полученных при постобработке, для большинства точек лежит в пределах 2 см в плане и 3 см по высоте (1 σ). На основе отснятых точек построена цифровая модель поверхности в виде растра с размером ячейки в плане 10 м.

В качестве данных о высоте поверхности ледника на 2015 г. применена цифровая модель местности (ЦММ) ArcticDEM. В работе использован фрагмент с идентификатором ETSM_WV02_20150720_1030010045167700_10300100460A_CA00_seg1_2m_v2.0_dem, созданный стереофотограмметрическими методами по снимкам спутника WorldView-2 (WV2) на 20 июля 2015 г. В ходе предобработки фрагмента мы провели стандартные процедуры: коррекцию абсолютной высотной привязки, фильтрацию явных выбросов, а также интерполяцию небольших «промежутков» в данных. Коррекция высотной привязки выполнялась параллельным переносом ЦММ в соответствии с вектором сдвига, вычисленным авторами модели на основе 55 точек лазерных измерений со спутника ICESat и распространяемым вместе с самой моделью в файле метаданных. Компоненты векто-

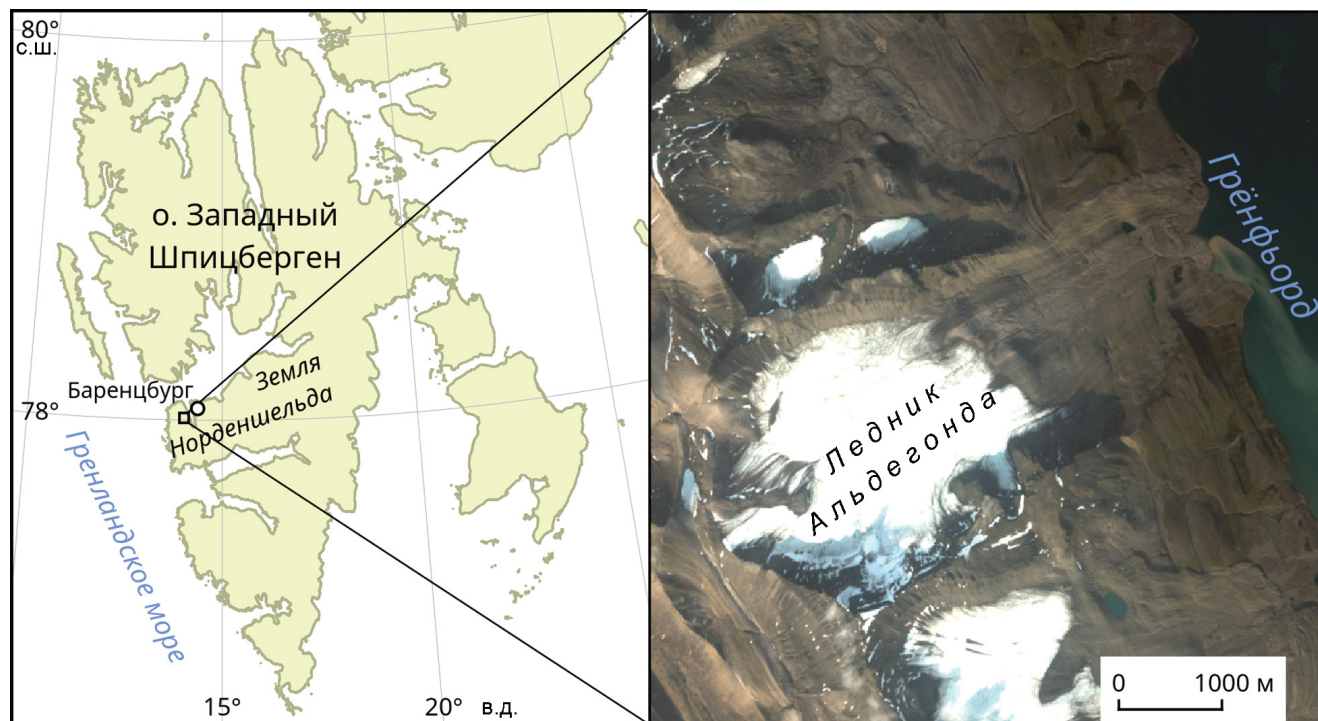


Рис. 1. Местоположение и вид ледника Альдегонда, Западный Шпицберген.

Использованы данные Европейского космического агентства

Fig. 1. Aldegonda Glacier on the map of Spitsbergen.

Produced from European Space Agency remote sensing data

ра dz , dx , dy составили $-0,906$, $-0,365$ и $0,095$ м (соответственно), медианное значение остатков $-0,038$ м. Другие наземные точки привязки не использовались. Явные выбросы размером в первые пиксели, а также промежутки в ЦММ ArcticDEM обусловлены природой исходных данных WV2: на оптических снимках присутствует облачность, а центральная проекция фотоснимков даёт невидимые из-за рельефа зоны. Для фильтрации выбросов мы применили DTM-фильтр, а немногочисленные промежутки были интерполированы сплайнами.

Натурными данными, позволяющими оценить корректность сопоставления результатов топографической съёмки и данных ArcticDEM для расчёта значений снижения поверхности ледника, послужили результаты ежегодных измерений величин абляции в летне-осенние сезоны по сети установленных на леднике абляционных реек [11–14]. Репрезентативные данные за весь рассматриваемый период имеются только для десяти реек, так как остальные рейки либо были установлены после 2015 г., либо вытаяли и были утрачены до 2018 г.

Результаты и обсуждение

В результате топографической съёмки составлена карта рельефа поверхности ледника Альдегонда в августе 2018 г. (рис. 2). Отметим, что поверхность была покрыта льдом, снег на леднике отсутствовал, что регулярно наблюдается здесь в завершающий период абляции. Горизонталы, построенные на основе ArcticDEM, в целом повторяют очертания горизонталей при топографической съёмке 2018 г., но в плане смещены вниз ледника (см. рис. 2). Объяснением этому могут служить естественное снижение поверхности ледника в результате многолетнего расхода льда и возможная абсолютная ошибка высотной привязки модели ArcticDEM (систематическая ошибка).

Чтобы убедиться в отсутствии систематической ошибки — сдвига по высоте, сравним разность полученных по ArcticDEM и по наземной топографической съёмке значений высот с результатами натурных гляциологических наблюдений. Для этого используем суммы измерений по абляционным рейкам (см. рис. 2) примерно за тот же период — со второй декады июля 2015 г.

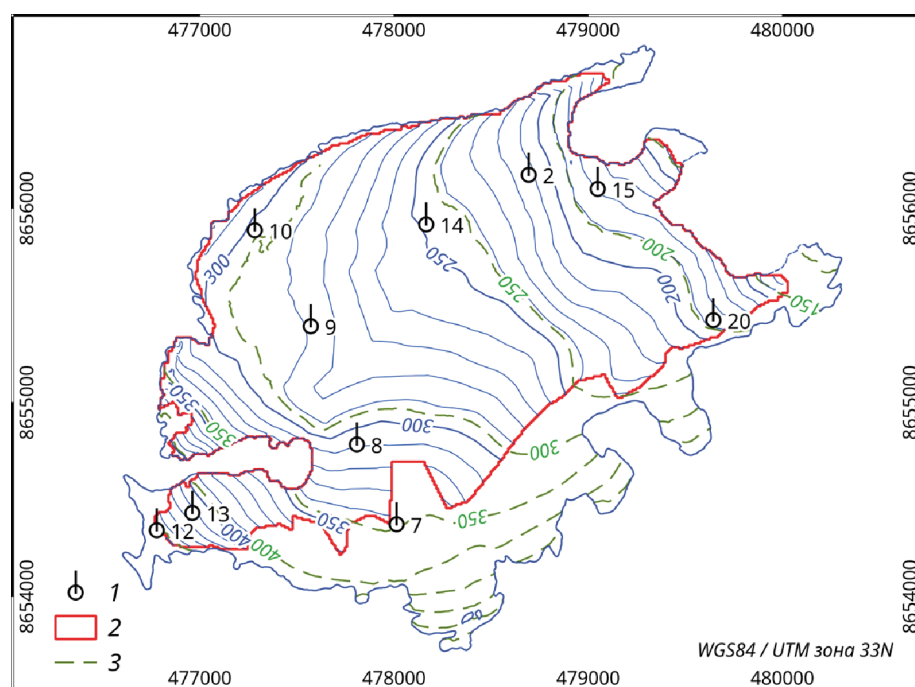


Рис. 2. Рельеф поверхности ледника Альдегонда по результатам топографической съёмки в августе 2018 г. (высоты даны в м над ур. моря) и точки гляциологических измерений:

1 – точки гляциологических измерений по абляционным рейкам с номерами рек; 2 – территория, охваченная топографической съёмкой; 3 – изогипсы по ArcticDEM (через 50 м)

Fig. 2. The surface topography of Aldegonda Glacier on August 2018 (altitudes above mean sea level):

1 – ablation stakes and their numbers; 2 – surveyed territory; 3 – contour lines derived from ArcticDEM (50 m interval)

Таблица 1. Сравнение величин снижения поверхности ледника за период с 2015 по 2018 г., полученных различными методами

Номер рейки	Высота над уровнем моря, м	Сумма измерений абляции по рейке, см	Разность высот ArcticDEM и наземной топосъёмки, см	Невязка за период, см	Невязка в год, см
1	2	3	4	5	6
15	180	990	973	–17	–6
20	185	847	747	–100	–33
2	215	1029	918	–111	–37
14	245	737	739	+2	+1
9	285	642	672	+30	+10
10	295	750	637	–113	–38
8	310	587	541	–46	–15
7	345	449	495	+46	+15
13	415	506	388	–118	–39
12	450	365	481	+116	+39

по первую декаду августа 2018 г., которые приведены в табл. 1. Данные таблицы показывают, что невязки (графа 5) имеют случайный характер и различны по модулю. Из этого можно сделать вывод, что систематическая ошибка высоты при использовании модели ArcticDEM отсутствует. Кроме того, результаты, полученные двумя методами (графы 2, 3), согласуются достаточно хорошо, если иметь в виду различие в длительности периодов расчёта геодезическим и гляциологическим методами (отсчёты по рейкам снимаются раз в 7–12 дней), а также точность измерений по рейкам. Всё это даёт основание для использова-

ния модели ArcticDEM при расчёте балансовых показателей ледника Альдегонда в целом.

Вычитанием растров, образованных интерполяцией точек топографической съёмки и ArcticDEM, получим картину пространственного распределения величины снижения высоты поверхности ледника за период 2015–2018 гг. Приняв плотность ледникового льда равной $0,88 \text{ г/см}^3$ (аналогично работе [15]) и учитывая факт преимущественного отсутствия снега на поверхности ледника Альдегонда в периоды съёмок и гляциологических измерений, пересчитаем полученные значения и получим распределение величины

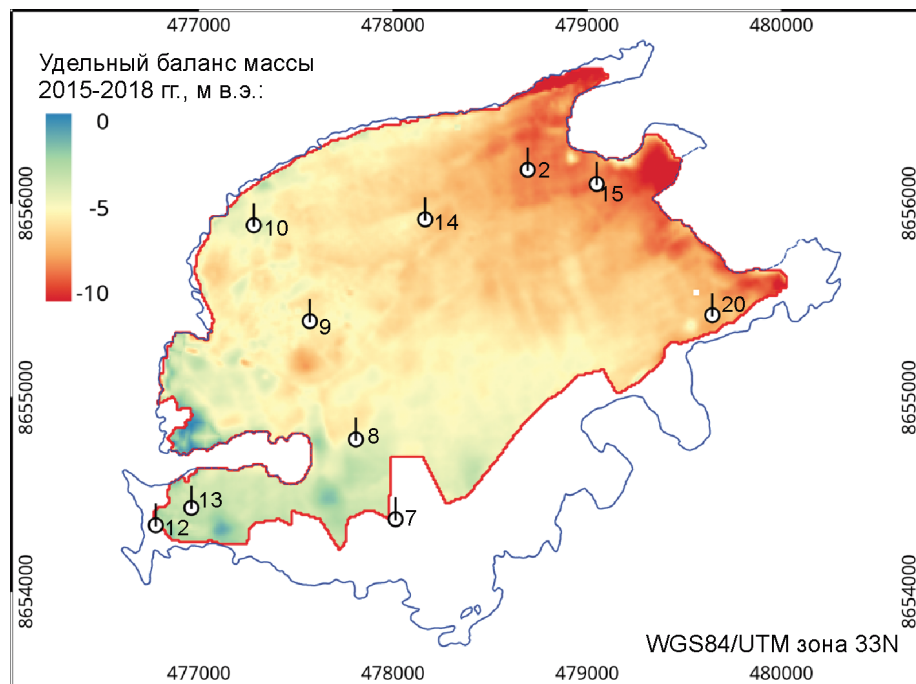


Рис. 3. Удельный баланс массы ледника Альдегонда (суммарный за период 2015–2018 гг.). Усл. обозначения см. рис. 2

Fig. 3. Geodetic mass balance for Aldegonda Glacier (in 2015–2018, cumulative). See Fig. 2

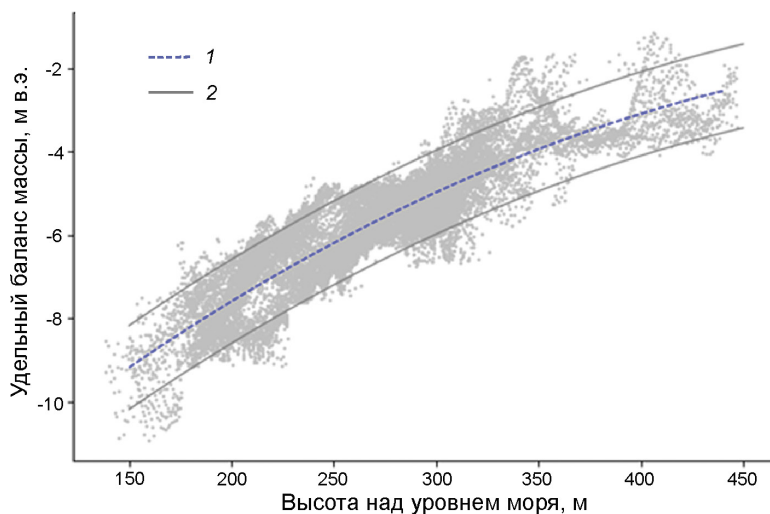


Рис. 4. Балансовая кривая для ледника Альдегонда за период с 2015 по 2018 г., построенная на основе сравнения результатов топографической съёмки и модели ArcticDEM:

1 – линия регрессии; 2 – 95%-й интервал линии регрессии

Fig. 4. Specific mass balance curve of Aldegonda Glacier for period 2015–2018 (cumulative), based on difference between topographic survey and ArcticDEM:

1 – linear regression fit; 2 – prediction band (95%) of the linear regression fit

удельного баланса массы на охваченной топографической съёмкой площади ледника (рис. 3).

На рис. 4 приведена балансовая кривая для ледника Альдегонда. Связь удельного баланса массы от высоты довольно тесная (что подтверждается также данными табл. 2): при использовании параболической зависимости вида (1), где h – высота над уровнем моря, значение коэффициента детерминации R^2 составит 0,85:

$$b(h) = \beta_1 h^2 + \beta_2 h + \beta_3. \quad (1)$$

Найденные коэффициенты регрессии (1) будут равны: $\beta_1 = -0,000037$; $\beta_2 = 0,044486$;

$\beta_3 = -15,021645$. На основе полученной нами линейной регрессии (1) смоделируем распределение значений удельного баланса массы для всей поверхности ледника Альдегонда, экстраполировав тем самым этот показатель на ту часть ледника, которая не была покрыта топографической съёмкой (рис. 5). При сравнении рис. 5 и рис. 3 видно, что пространственное распределение смоделированного и построенного на фактических данных удельного баланса несколько различается. Тем не менее, при подсчёте баланса массы путём интегрирования удельного показателя по площади его величина в пределах

Таблица 2. Распределение удельного баланса массы ледника Альдегонда (среднего за 2015–2018 гг.) по высоте, полученное различными методами

Высота над уровнем моря, м	Удельный годовой баланс, м в.э.		
	гляциологический метод	геодезический метод (с использованием ArcticDEM)	невязка
180	2,91	2,85	–0,06
185	2,46	2,19	–0,27
215	3,01	2,70	–0,31
245	2,16	2,17	+0,01
285	1,88	1,97	+0,09
295	2,20	1,87	–0,33
310	1,72	1,58	–0,14
345	1,32	1,45	+0,13
415	1,49	1,14	–0,35
450	1,08	1,41	+0,33

отснятой части ледника оказывается практически одинаковой при использовании как фактических данных, так и установленной регрессии: –24,001 и –24,009 млн т соответственно. Подобное соответствие результатов позволяет экстраполировать по зависимости (1) значения удельного баланса на часть ледника с отсутствующей топографической съёмкой, а также рассчитать для неё баланс массы, величина которого составит –6,307 млн т с 95%-м доверительным интервалом от –4,843 до –7,648 млн т.

Просуммировав значения для двух частей ледника, получим итоговую оценку баланса массы с 2015 по 2018 г. для всего ледника Альдегонда: он составит от –28,846 до –31,650 млн т с наиболее вероятным значением –30,308 млн т или в среднем –10,1 млн т·год^{–1}. При делении этой величины на площадь ледника в 2018 г. (около 5,8 км²) среднее значение годового удельного баланса массы составит –1,76 м в.э. с 95%-м интервалом от –1,67 до –1,83 м в.э. Отметим, что приводимые нами показатели потери ледником массы следует считать завышенными по двум причинам. Во-первых, экстраполяция проведена для наиболее затенённой части ледника Альдегонда, имеющей северную экспозицию, поэтому реальное значение таяния для этой территории скорее всего будет близко к нижней границе доверительного интервала, т.е. к –4,843 млн т, а для всего ледника – к –28,846 млн т. Во-вторых, наши расчёты не учитывают возможное наличие снежного остатка в верховьях ледника в июле 2015 г. Мы пренебрегли им, так как его площадь на 20 июля 2018 г. составила менее 10% всей площади ледника и до конца лета ещё более сократилась. Количественно оценить ошибку из-за наличия снега в верховьях невозможно без натурных данных о его плотности и толщине, однако это также приводит к некоторому завышению наших оценок потери массы.

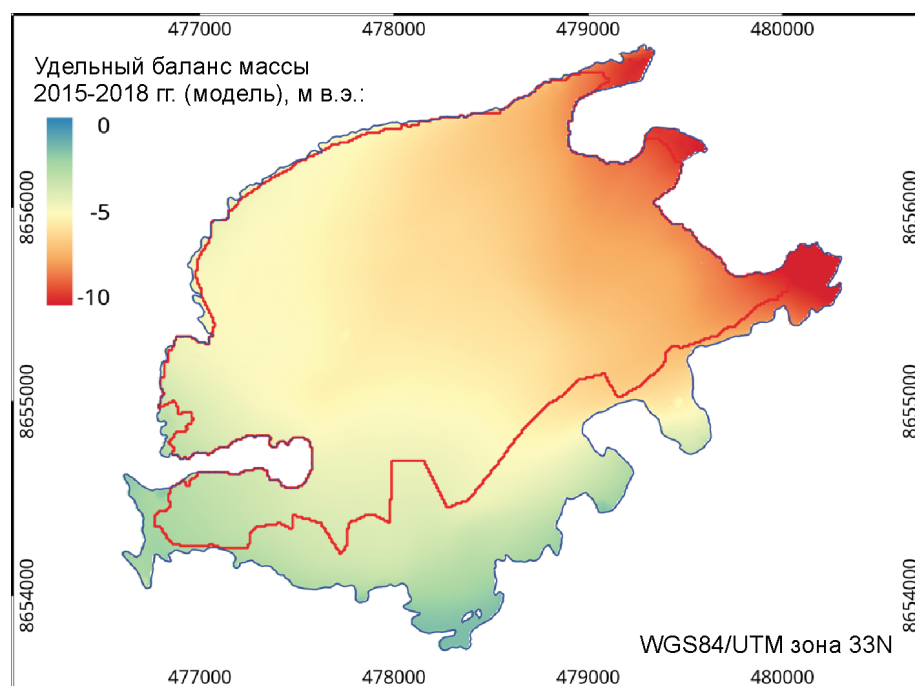


Рис. 5. Экстраполяция удельного баланса массы (суммарного за 2015–2018 гг.) для всей поверхности ледника по полученной балансовой кривой. Усл. обозначения см. рис. 2
Fig. 5. Modelled specific mass balance for Aldegonda Glacier during 2015–2018 (cumulative). See Fig. 2

Несмотря на некоторые количественные различия значений удельного баланса массы, полученного гляциологическим и геодезическим (с использованием ArcticDEM) методами, диапазон этих значений для обоих методов весьма близок ($-1,08 \div -3,01$ м в.э. и $-1,14 \div -2,85$ м в.э. соответственно (см. табл. 2). Сравним приведённый здесь диапазон значений удельного баланса и полученное среднегодовое значение баланса массы ледника Альдегонда за 2015–2018 гг. ($-1,76$ м в.э.) с аналогичными показателями, определёнными ранее. В 2002–2003 гг., когда ледник имел площадь около 7 км^2 , средняя величина его баланса массы составила $-1,61$ м в.э., изменяясь от $-3,46$ м в.э. на языке ледника до $-0,66$ м в.э. в верховьях [16]. В работе [17] приведены также средние годовые значения для 2004, 2005 и 2006 г., составившие $-1,63$, $-1,41$ и $-1,31$ м в.э. соответственно.

В 1975–1976 г. балансовые показатели также были отрицательными, показывая в пределах ледника значения от $-2,07$ до $-0,11$ м в.э. со средней величиной $-1,10$ м в.э. [18]. Наконец, в соответствии с результатами исследования 1990 г., включавшего анализ топографических карт, цифровых моделей местности, аэрофотоснимков разных лет и данных геофизической съёмки, за период 1936–1990 гг. объём ледника Альдегонда сократился с $0,950$ до $0,558 \text{ км}^3$, что даёт значение среднегодового баланса $-0,7$ м в.э. [19], т.е. примерно в 2–2,5 раза меньше значений, полученных в начале XXI в. Приведённые цифры показывают, с одной стороны, почти вековую тенденцию сокращения ледника, а с другой — наличие заметных расхождений в амплитуде потери его массы на разных отрезках времени. Эти расхождения обусловлены как естественными причинами, прежде всего флуктуацией климатических условий в районе, так и разной длительностью осредняемых балансовых периодов — 1, 3 и 54 года. Кроме того, период наблюдений, рассматриваемый в данном исследовании, составляет не ровно три года, а больше на две недели сезона абляции — это ещё одна причина считать полученные показатели несколько завышенными. В этом отношении результаты, полученные на основе топографической съёмки и модели ArcticDEM в сочетании с их верификацией наземными наблюдениями, выглядят вполне достоверными. Тем более, что наше исследо-

вание показывает отсутствие систематических сдвигов по высоте в модели ArcticDEM, способных привести к существенным ошибкам оценки объёмов потери массы ледника.

Заключение

На основе данных наземной топографической съёмки и цифровой модели местности ArcticDEM получено поле пространственного распределения годового удельного баланса массы ледника Альдегонда за 2015–2018 гг., который в среднем составил $-1,76$ м в.э. Картина пространственного распределения абляции, полученная подобным образом, гораздо подробнее той, которую можно получить интерполяцией отсчётов по установленным на леднике абляционным рейкам. Определена эмпирическая зависимость удельного баланса массы от высоты над уровнем моря. Измеренная величина баланса хорошо соответствует величине, смоделированной по этой зависимости, что позволило экстраполировать измерения на фрагмент ледника, не охваченный топографической съёмкой. Суммарный баланс массы ледника за 2015–2018 гг. составил около $-30,3$ млн т, или в среднем за год около $-10,1$ млн т.

Приводимые здесь показатели потери массы ледника, по-видимому, несколько завышены по ряду причин: из-за экстраполяции таяния на затенённую часть ледника и неучтённого снежного остатка в его верховьях в июле 2015 г., а также вследствие того, что период наблюдений продолжался чуть более трёх лет. Наземными измерениями годового баланса массы была верифицирована цифровая модель рельефа ArcticDEM. Это открывает широкие возможности исследовать на её основе другие активно деградирующие ледники на Шпицбергене. Подобные исследования, очевидно, будут способствовать разрешению методического вопроса о вертикальной точности в пределах разных фрагментов ArcticDEM.

Благодарности. Авторы статьи выражают благодарность участникам экспедиции «Шпицберген–2018» РАЭ-Ш за помощь в организации и выполнении полевых геодезических работ. Цифровая модель местности ArcticDEM, использованная в данном исследовании, создана на основе

снимков DigitalGlobe, Inc. при финансовой поддержке Национального научного фонда США. Расчёты и картографическая визуализация результатов проведены с помощью открытых геоинформационных систем QGIS, SAGA GIS.

Acknowledgements. The authors gratefully acknowledge the members of expedition «Spitsbergen—2018» of Russian Arctic Expedition on Svalbard depart-

ment (Arctic and Antarctic Research Institute, Saint Petersburg, Russia) for helping in organizing and carrying out the field studies. ArcticDEM used in this study was created from DigitalGlobe, Inc., imagery and funded under National Science Foundation awards 1043681, 1559691, and 1542736. The calculations of mass balance parameters and the cartographic visualization of all the data were done using open-source QGIS and SAGA GIS.

Литература

References

1. Kohler J., James T.D., Murray T., Nuth C., Brandt O., Barrand N.E., Aas H.F., Luckman A. Acceleration in thinning rate on western Svalbard glaciers // *Geophys. Research Letters*. 2007. V. 34 № 18. L18502. doi: 10.1029/2007GL030681.
2. Hagen J.O., Kohler J., Melvold K., Winther J.G. Glaciers in Svalbard: Mass balance, runoff and freshwater flux // *Polar Research*. 2003. V. 22. № 2. P. 145–159. doi: 10.1111/j.1751-8369.2003.tb00104.x.
3. Чернов Р.А., Муравьев А.Я. Современные изменения площади ледников западной части Земли Норденшельда (архипелаг Шпицберген) // *Лёд и Снег*. 2018. Т. 58. № 4. С. 462–472. doi: 10.15356/2076-6734-2018-4-462-472.
4. Porter C., Morin P., Howat I., Noh M.-J., Bates B., Peterman K., Keesey S., Schlenk M., Gardiner J., Tomko K., Willis M., Kelleher C., Cloutier M., Husby E., Foga S., Nakamura H., Platson M., Wethington M., Williamson C., Bauer G., Enos J., Arnold G., Kramer W., Becker P., Doshi A., D'Souza C., Cummins P., Laurier F., Bojensen M. 2018, «ArcticDEM». <https://doi.org/10.7910/DVN/OHHUKH>. Harvard Dataverse. V1. [20.08.2018].
5. Von Albedyll L., Machguth H., Nussbaumer S.U., Zemp M. Elevation changes of the Holm Land Ice Cap, northeast Greenland, from 1978 to 2012–2015, derived from high-resolution digital elevation models. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. 2018, 50 (1): e1523638. doi: 10.1080/15230430.2018.1523638.
6. Бушуева И.С., Глазовский А.Ф., Носенко Г.А. Развитие подвижки в западной части ледникового купола Вавилова на Северной Земле в 1963–2017 гг. // *Лёд и Снег*. 2018. Т. 58. № 3. С. 293–306. doi: 10.15356/2076-6734-2018-3-293-306.
7. Rastner P., Strozzi T., Paul F. Fusion of Multi-Source Satellite Data and DEMs to Create a New Glacier Inventory for Novaya Zemlya // *Remote Sensing*. 2017. V. 9. 1122. doi: 10.3390/rs9111122.
8. Barr I.D., Dokukin M.D., Koukoulos I., Livingstone S.J., Lovell H., Matecki J., Muraviev A.Y. Using ArcticDEM to Analyse the Dimensions and Dynamics of Debris-Covered Glaciers in Kamchatka, Russia // *Remote Sensing*. 2017. V. 9. 1122. doi: 10.3390/rs9111122.
9. Kohler J., James T.D., Murray T., Nuth C., Brandt O., Barrand N.E., Aas H.F., Luckman A. Acceleration in thinning rate on western Svalbard glaciers. *Geophys. Research Letters*. 2007, 34 (18): L18502. doi: 10.1029/2007GL030681.
10. Hagen J.O., Kohler J., Melvold K., Winther J.G. Glaciers in Svalbard: Mass balance, runoff and freshwater flux. *Polar Research*. 2003, 22 (2): 145–159. doi: 10.1111/j.1751-8369.2003.tb00104.x.
11. Chernov R.A., Muraviev A.Ya. Contemporary changes in the area of glaciers in the western part of the Nordenskjöld Land (Svalbard). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2018, 58 (4): 462–472. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2018-4-462-472.
12. Porter C., Morin P., Howat I., Noh M.-J., Bates B., Peterman K., Keesey S., Schlenk M., Gardiner J., Tomko K., Willis M., Kelleher C., Cloutier M., Husby E., Foga S., Nakamura H., Platson M., Wethington M., Williamson C., Bauer G., Enos J., Arnold G., Kramer W., Becker P., Doshi A., D'Souza C., Cummins P., Laurier F., Bojensen M. 2018, «ArcticDEM». <https://doi.org/10.7910/DVN/OHHUKH>. Harvard Dataverse. V1. [20.08.2018].
13. Von Albedyll L., Machguth H., Nussbaumer S.U., Zemp M. Elevation changes of the Holm Land Ice Cap, northeast Greenland, from 1978 to 2012–2015, derived from high-resolution digital elevation models. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. 2018, 50 (1): e1523638. doi: 10.1080/15230430.2018.1523638.
14. Bushueva I.S., Glazovsky A.F., Nosenko G.A. Surge development in the western sector of the Vavilov Ice Cap, Severnaya Zemlya, 1963–2017. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2018, 58 (3): 293–306. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2018-3-293-306.
15. Rastner P., Strozzi T., Paul F. Fusion of Multi-Source Satellite Data and DEMs to Create a New Glacier Inventory for Novaya Zemlya. *Remote Sensing*. 2017, 9: 1122. doi: 0.3390/rs9111122.
16. Barr I.D., Dokukin M.D., Koukoulos I., Livingstone S.J., Lovell H., Matecki J., Muraviev A.Y. Using ArcticDEM to Analyse the Dimensions and Dynamics of Debris-Covered Glaciers in Kamchatka, Russia. *Geosciences (Switzerland)*. 2018, 8 (6): 216. doi: 10.3390/geosciences8060216.
17. Johannesson T., Thrastarson R., Morin P., Howat I. The potential of the ArcticDEM satellite-based digital elevation models for mapping glacier change in Iceland. *Geophys. Research. Abstracts*. 2017, 19: EGU2017-14797.

- Geosciences (Switzerland). 2018. V. 8. № 6. 216. doi: 10.3390/geosciences8060216.
9. Johannesson T., Thrastarson R., Morin P., Howat I. The potential of the ArcticDEM satellite-based digital elevation models for mapping glacier change in Iceland // *Geophys. Research Abstracts*. 2017. V. 19. EGU2017-14797.
 10. Fürst J.J., Gillet-Chaulet F., Benham T.J., Dowdeswell J.A., Grabiec M., Navarro F., Pettersson R., Moholdt G., Nuth C., Sass B., Aas K., Fettweis X., Lang C., Seehaus T., Braun M. Application of a two-step approach for mapping ice thickness to various glacier types on Svalbard // *The Cryosphere*. 2017. V. 11. P. 2003–2032. doi: 10.5194/tc-11-2003-2017.
 11. Изучение метеорологического режима и климатических изменений в районе архипелага Шпицберген: отчет о НИР (итоговый за 2015 г.) // Отчет о НИР, науч. рук. темы Л.М. Саватюгин. СПб.: 2015. 187 с. (Фонды ААНИИ, инв. № Р–6289).
 12. Исследование многолетних изменений гидрометеорологического режима и состояния природной среды архипелага Шпицберген: отчет о НИР (заключительный за 2016 год) // Отчет о НИР, науч. рук. темы Л.М. Саватюгин. СПб.: 2016. 204 с. (Фонды ААНИИ, инв. № Р–6394).
 13. Исследования современного состояния и анализ предшествовавших изменений характеристик природной среды архипелага Шпицберген: отчет о НИР (промежуточный) // Отчет о НИР, науч. рук. темы Л.М. Саватюгин. СПб.: 2017. 237 с. (Фонды ААНИИ, инв. № Р–6458).
 14. Исследования современного состояния и анализ предшествовавших изменений характеристик природной среды архипелага Шпицберген: отчет о НИР (промежуточный) // Отчет о НИР, науч. рук. темы Л.М. Саватюгин. СПб.: 2018. 337 с. (Фонды ААНИИ, инв. № Р–6546).
 15. Чернов Р.А., Кудиков А.В., Вишвецова Т.В., Осокин Н.И. Оценка поверхностной абляции и баланса массы ледника Восточный Грэнфьорд (Западный Шпицберген) // *Лёд и Снег*. 2019. Т. 59. № 1. С. 59–66. doi: 10.15356/2076-6734-2019-1-59-66.
 16. Мавлюдов Б.Р., Соловьянова И.Ю. Водно-ледовый баланс ледника Альдегонда в 2002/03 г. // *МГИ*. 2007. № 102. С. 206–208.
 17. Solovyanova I.Y., Mavlyudov B.R. Mass balance observations on some glaciers in 2004/2005 and 2005/2006 balance years, Nordenskiöld Land, Spitsbergen // *The Dynamics and Mass Budget of Arctic Glaciers*. 2007. С. 115–120.
 18. Гуськов А.С., Гордейчик А.В. Водно-ледовый баланс ледников Шпицбергена в 1975/76 балансовом году // *МГИ*. 1978. Вып. 33. С. 207–211.
 19. Navarro F.J., Glazovsky A.F., Macheret Yu.Ya., Vasilenko E.V., Corcuera M.I., Cuadrado M.L. Ice-volume changes (1936–1990) and structure of Aldegondabreen, Spitsbergen // *Annals of Glaciology*. 2005. № 42. С. 158–162. doi: 10.3189/172756405781812646.
 10. Fürst J.J., Gillet-Chaulet F., Benham T.J., Dowdeswell J.A., Grabiec M., Navarro F., Pettersson R., Moholdt G., Nuth C., Sass B., Aas K., Fettweis X., Lang C., Seehaus T., Braun M. Application of a two-step approach for mapping ice thickness to various glacier types on Svalbard. *The Cryosphere*. 2017, 11: 2003–2032. doi: 10.5194/tc-11-2003-2017.
 11. *Izuchenie meteorologicheskogo rezhima i klimaticheskikh izmeneniy v raione arhipelaga Shpitsbergen: otchet o NIR (itogoviy za 2015 g.)* The study of meteorological regime and climatic changes in Svalbard archipelago region: scientific report (concluding, 2015). Scientific Report. Scientific supervisor L.M. Savatyugin. Saint Petersburg, 2015: 187 p. (Arctic and Antarctic Research Institute Repository ID № P-6289). [In Russian].
 12. *Issledovanie mnogoletnikh izmeneniy gidrometeorologicheskogo rezhima i sostoyaniya prirodnoy sredy arhipelaga Shpitsbergen: otchet o NIR (zaklyuchitelnyy za 2016 god)* The study of multiannual changes of hydro-meteorological regime and environment state of Svalbard archipelago: scientific report (concluding, 2016). Scientific Report. Scientific supervisor L.M. Savatyugin. Saint Petersburg, 2016: 204 p. (Arctic and Antarctic Research Institute Repository ID № P-6394). [In Russian].
 13. *Issledovaniya sovremennogo sostoyaniya i analiz predshestvovavshikh izmeneniy kharakteristik prirodnoy sredy arhipelaga Shpitsbergen: otchet o NIR (promezhutochniy)* The study of present-day state and the analysis of past changes of characteristics of Svalbard archipelago environment: Scientific report (progress report). Scientific Report. Scientific supervisor L.M. Savatyugin. Saint Petersburg, 2017: 237 p. (Arctic and Antarctic Research Institute Repository ID № P-6458). [In Russian].
 14. *Issledovaniya sovremennogo sostoyaniya i analiz predshestvovavshikh izmeneniy kharakteristik prirodnoy sredy arhipelaga Shpitsbergen: otchet o NIR (promezhutochniy)* The study of present-day state and the analysis of past changes of characteristics of Svalbard archipelago environment: Scientific report (progress report). Scientific Report. Saint Petersburg, 2018: 337 p. (Arctic and Antarctic Research Institute Repository ID № P-6546). [In Russian].
 15. Chernov R.A., Kudikov A.V., Vshivtseva T.V., Osokin N.I. Estimation of the surface ablation and mass balance of Eustre Grønfjordbreen (Spitsbergen). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2019. 59 (1): 59–66. [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-1-59-66>.
 16. Mavlyudov B.R., Solovyanova I.Yu. Water-ice balance of Aldegonda glacier in 2002/03. *Materialy Gletsialogicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2007, 102: 206–208. [In Russian].
 17. Solovyanova I.Y., Mavlyudov B.R. Mass balance observations on some glaciers in 2004/2005 and 2005/2006 balance years, Nordenskiöld Land, Spitsbergen. *The Dynamics and Mass Budget of Arctic Glaciers*. 2007: 115–120.
 18. Guskov A.S., Gordeychik A.V. Water-ice balance of Svalbard glaciers in 1975/76 balance year. *Materialy Gletsialogicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1978, 33: 207–211. [In Russian].
 19. Navarro F.J., Glazovsky A.F., Macheret Yu.Ya., Vasilenko E.V., Corcuera M.I., Cuadrado M.L. Ice-volume changes (1936–1990) and structure of Aldegondabreen, Spitsbergen. *Annals of Glaciology*. 2005, 42: 158–162. doi: 10.3189/172756405781812646.

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И СНЕЖНЫЕ ЛАВИНЫ

УДК 551.324.43+551.345

doi: 10.31857/S2076673420020034

Динамика сезонно-талого слоя на Шпицбергене и Антарктическом полуострове в XXI в. по результатам моделирования

© 2020 г. В.М. Котляков, Н.И. Осокин, А.В. Сосновский*

Институт географии РАН, Москва, Россия

*alexandr_sosnovskiy@mail.ru

Dynamics of seasonally thawed layer on Svalbard and the Antarctic Peninsula in the XXI century according to modeling data

V.M. Kotlyakov, N.I. Osokin, A.V. Sosnovsky*

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

*alexandr_sosnovskiy@mail.ru

Received January 9, 2020 / Revised February 14, 2020 / Accepted March 10, 2020

Keywords: *Antarctica, climate change, mathematical modeling, permafrost, snow cover, Svalbard, the seasonal melt layer.*

Summary

Results of modeling of the dynamics of the seasonally thawing layer in the twenty first century made for two polar points (the Svalbard Archipelago and the Antarctic Peninsula) are discussed in the paper. The loss of thermal stability of a permafrost is usually associated with the formation of non-merging layer that transforms then into a talik. This occurs when the seasonal thaw layer is not fully frozen due to a rise in air temperature and an increase in the snow cover thickness. Climate change (warming) causes an increase in the thickness of the seasonal thaw layer. From 2001 to 2018, the rise of summer air temperature at the Barentsburg weather station was about 0.05 °C/year, while in winter –0.21 °C/year, and at the Bellingshausen weather station (Antarctic) in the summer period a slight cooling was observed. On the island of West Svalbard in 1968–2000, the average daily summer and winter air temperatures were equal to +3.74 and –9.9 °C, respectively, while in 2001–2018 these values were significantly higher, especially in winter: +4.83 and –7.12 °C, respectively. On the Antarctic Peninsula, similar values were equal to: +1.03 and –4.05 °C (1968–2000) and +0.83 and –3.60 °C (2001–2018). Calculations for the conditions of the Bellingshausen weather station did show that if the snow cover thickness exceeded 0.72 m (the average climatic value) but the average values of other parameters were not changed, formation of the non-merging permafrost became possible. With regard for a possible dynamics of the air temperature, the non-merging permafrost may be frozen through at the snow cover thickness lower 0.9 m. According to calculations for the conditions of the West Svalbard Island, it follows that when the snow cover thickness exceeds 1.5 m on the ground with its humidity higher 25% and the absence of moss cover, incomplete freezing of the seasonal thaw layer and the formation of non-merging permafrost becomes possible even at present time. Using data on rates of the air temperature rise and the regional model of the climate change, we show that at the soil moisture of 18% (it corresponds to measured values of air humidity) and the snow cover thickness of 1.5 m formation of a layer of non-merging permafrost may take place in 12 years, while at the thickness of 1 m – in 24 years.

Citation: Kotlyakov V.M., Osokin N.I., Sosnovsky A.V. Dynamics of seasonally thawed layer on Svalbard and the Antarctic Peninsula in the XXI century according to modeling data. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2020. 60 (2): 201–212. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673420020034.

Поступила 9 января 2020 г. / После доработки 14 февраля 2020 г. / Принята к печати 10 марта 2020 г.

Ключевые слова: Антарктика, изменение климата, математическое моделирование, многолетняя мерзлота, сезонно-талый слой, снежный покров, Шпицберген.

С учётом изменчивости летних и зимних температур воздуха и толщины снежного покрова на метеостанциях Баренцбург (архипелаг Шпицберген) и Беллинсгаузен (Антарктический полуостров) в начале XXI в. выполнены численные эксперименты по оценке динамики сезонно-талого слоя и времени формирования слоя несливающейся мерзлоты при разной толщине снежного покрова и влажности грунта.

Введение

В условиях климатических изменений отмечается повышенный интерес к территориям в противоположных районах земного шара — Арктике и Антарктике, в частности, к исследованию реакции многолетней мерзлоты на изменение климата. В этих районах много лет сотрудники Института географии РАН проводят инструментальные наблюдения за термическим режимом и динамикой сезонно-талого слоя (СТС). Арктика и Антарктика, наряду с горными ледниками, остаются одними из самых уязвимых регионов мира для глобального потепления. Самые быстрые и сильные изменения климата отмечаются в Арктике. Скорость потепления в Арктике существенно больше, чем в целом по земному шару или в Северном полушарии [1]. В течение последних трёх десятилетий она росла со скоростью $1,9\text{ }^{\circ}\text{C}$ за 30 лет, а для Северного полушария — со скоростью $0,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ за 30 лет [1]. Одно из последствий глобального потепления — рост температуры многолетней мерзлоты.

Для природы Шпицбергена и Антарктического полуострова характерна многолетняя мерзлота. Её деградация в условиях современного климата может привести к отрицательным явлениям и для природной среды, и для инженерных сооружений, и для коммуникаций из-за потери прочности оснований сооружений и активизации склоновых процессов [2]. Потеря термической устойчивости многолетней мерзлоты связана с образованием несливающейся мерзлоты, переходящей в талик. Подобный процесс обусловлен неполным промерзанием сезонно-талого слоя при росте температуры воздуха и толщины снежного покрова. Слой несливающейся мерзлоты снижает прочностные свойства и несущую способность грунта [3]. Современные изменения климата и снежного покрова влияют на мощность СТС [4, 5]. Наши измерения в районе пос. Баренцбург показали [6], что различие в температуре грунта на глубине 0–80 см при максимальной толщине снежного покрова 15 см и 150 см могут составлять $10\text{--}20\text{ }^{\circ}\text{C}$ в зимний период и $3\text{--}6\text{ }^{\circ}\text{C}$ в летний. При максимальной толщине снежного покрова 100 см температура грунта на глубине 100 см равна $0 \div -1\text{ }^{\circ}\text{C}$, а температура поверхности грунта не опускается ниже $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$; при толщине снега 2 м она не падает ниже $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Исследования многолетней мерзлоты в Антарктиде получили развитие в последние годы [7, 8]; этот интерес также вызван климатическими изменениями в регионе [9]. При недостатке измерений термического режима многолетней мерзлоты и его деятельного слоя используют математические модели. Известно, что мощность деятельного слоя в значительной степени определяется изменчивостью толщины снежного покрова и теплофизическими свойствами грунта [8]. Однако пока информации о теплофизических характеристиках почв Антарктиды недостаточно [10]. В отличие от температуры атмосферного воздуха, которая слабо изменяется на большой территории (на одинаковой высоте над уровнем моря), изменчивость снежного покрова может быть велика даже на небольшой площади. В работе [11] проведены расчёты температурного режима многолетней мерзлоты на свободных ото льда участках о. Кинг-Джордж, показавшие значительное отличие температуры грунта от измеренных значений. Авторы полагают, что причина этого явления — снежный покров, который сильно влияет на термический режим мерзлоты [12].

Задачи настоящего исследования — оценить изменчивость мощности СТС в XXI в. в зависимости от толщины снежного покрова и определить время начала формирования несливающейся мерзлоты в районах расположения метеостанций (ГМС) Баренцбург и Беллинсгаузен. С этой целью проведены расчёты по апробированной математической модели как с применением средних многолетних измеренных значений температуры воздуха за период 2001–2018 гг., так и возможной изменчивости температуры воздуха по данным региональной модели изменения климата.

Районы исследований

ГМС Баренцбург находится на предгорной террасе побережья залива Грөнфьорд Западного Шпицбергена. Остров Западный Шпицберген представляет собой горный район, больше половины площади которого занято ледниками. В прибрежной зоне есть равнинные территории, свободные ото льда и представляющие собой арктическую тундру, для которой характерны низкие температуры, частые циклы заморозания—оттаивания, а также низкое содер-

жание органических веществ. Геологическая особенность архипелага — наличие осадочных толщ. На Шпицбергене слабо развиты почвы. Повышение среднегодовых температур воздуха в последние десятилетия послужило причиной существенного таяния ледников, прилегающих к району исследования. На о. Западный Шпицберген в районе аэропорта Свальбард средняя годовая температура воздуха выросла с 1961—1990 по 1981—2010 гг. с $-6,7$ до $-4,6$ °C. За календарные летние и зимние месяцы температура воздуха за эти периоды выросла с $4,2$ до $5,2$ °C и с $-15,1$ до $-11,7$ °C [13]. Рост температуры воздуха приводит к увеличению мощности СТС. Мониторинг мощности СТС по скважине, пробуренной в Янссонхаугене (Janssonhaugen) в 20 км от столицы Шпицбергена — Лонгира [14], показал, что за 20 лет (с 1998 по 2017 г.) деятельный слой стал толще приблизительно на 20%.

ГМС Беллинсгаузен находится на п-ове Файлдс, расположенном в юго-западной части о. Кинг-Джордж (Ватерлоо) — Южные Шетландские острова, Антарктика. Полуостров Файлдс вытянут в запад-юго-западном направлении примерно на 10 км при ширине от 1,5 до 3 км, площадь его — около 30 км². Большая часть полуострова свободна ото льда и сложена в основном застывшей лавой с небольшими выходами туфов, вулканических песчаников и агломератов [15]. Сплошной почвенный покров отсутствует. Встречаются лишь пятна примитивных почв под растительной мохово-лишайниковой дерниной или водорослевой корочкой в местах скопления мелкозёма. Доминирующие почвы — криозоли, связанные с криотурбацией. Глобальное потепление, которое наблюдается последние 50 лет, наиболее ярко проявилось в Антарктике именно в этом районе Южного полярного материка. В регионе Антарктического полуострова отмечено рекордное потепление климата за последние 50 лет, наиболее сильное — с середины 1980-х годов: температура воздуха повысилась на 2,6 °C [16]. Однако в 2001—2003 г. наметилась тенденция понижения среднегодовой температуры воздуха на Антарктическом полуострове или, по крайней мере, прекращения её роста [16].

Исследования многолетнемёрзлых пород (ММП) в районе ГМС Беллинсгаузен касались в основном температурного режима. Обзор работ по этой теме, в том числе последних, приведён

в статье [11]. В период Международного полярного года в свободных ото льда антарктических оазисах в окрестностях российских станций по периметру материка была пробурена сеть скважин для наблюдения за температурным полем многолетнемёрзлых пород и созданы площадки для мониторинга глубин сезонного оттаивания грунтов. Максимальные глубины сезонного оттаивания (более 1,2 м) и среднегодовые температуры пород ($-0,6$ °C) зафиксированы в районе станции Беллинсгаузен — северной границы многолетнемёрзлых пород в Антарктиде [17].

Методика исследований

Оценка изменчивости мощности сезонно-талого слоя в районе ГМС Баренцбург (арх. Шпицберген) и Беллинсгаузен (Антарктический полуостров) проведена на основе математической модели. Математическая модель для оценки термической устойчивости ММП, представленная в работах [18, 19], была доработана с учётом климатических особенностей и метеорологических условий в рассмотренных регионах. В основе модели лежит решение системы уравнений теплопроводности Фурье в снежном покрове, талой и мёрзлой части грунта с переменными во времени теплофизическими параметрами снега. Модель позволяет учесть реальную изменчивость температуры воздуха, динамику снегонакопления и теплофизических характеристик снега. Распределение температуры в мёрзлом слое горной породы рассчитывалось с учётом зависимости её теплоёмкости и теплопроводности от температуры и фазового состава (влажность/льדיстость). Движение границ мёрзлого и талого грунта определялось из условия Стефана [19]. Деформация грунта и миграция влаги не учитывались. На верхней границе грунта (снежного покрова) задавалось условие теплообмена с атмосферой.

Проверка адекватности и работоспособности модели приведена в статье [18], в которой выполнено сравнение расчётов с данными измерений [20] по динамике промерзания—протаивания грунта с учётом широкого спектра входных параметров по температуре воздуха, снежному покрову, составу и влажности грунта. Входные параметры модели — температура воздуха, солнечная радиация, скорость ветра, влажность воз-

Климатические условия

духа, облачность, динамика снегонакопления и плотности снега. При этом были использованы зависимости для определения коэффициента эффективной теплопроводности снега от плотности, а также коэффициентов теплообмена для грунта и снежной поверхности в зависимости от скорости ветра. Температура выпадающего снега принималась равной температуре воздуха. Начальная температура мёрзлой толщи задавалась по результатам предварительных калибровочных расчётов. Расчёты проводились как при современных средних многолетних значениях температуры воздуха (с начала XXI в.), так и с использованием данных о современных темпах роста температуры воздуха. При расчётах варьировали толщину снежного покрова и влажность грунта. Коэффициент эффективной теплопроводности снега определяли в зависимости от его плотности по формуле, полученной путём обработки более 20 известных из литературы эмпирических зависимостей [19]. На каждом временном шаге рассчитывали толщину снежного покрова, плотность и теплопроводность снега, теплофизические параметры мёрзлого и талого грунта и составляющие внешнего тепло- и массообмена. Альbedo поверхности для сухого снега принято равным 0,8, для влажного снега (в период таяния) — 0,5, для грунта — 0,2.

Рост средних годовых осадков на большей части архипелага — 10–20% [13], а в западных районах составляет менее 10%. Увеличение толщины снежного покрова в расчётах принято равным 2% за 10 лет. В условиях горного рельефа влажность грунта в разных ландшафтах значительно отличается. Так, в низинных местах и на теневой стороне склонов влажность грунта, как правило, значительно выше, а при наличии снежного покрова условия промерзания грунта ухудшаются. Расчёты проводились для супеси плотностью 1400 кг/м³, которая широко распространена на арх. Шпицберген и Антарктическом полуострове и представляет собой осадочную горную породу, состоящую, главным образом, из песчаных и пылеватых частиц с примесью глинистых частиц в количестве 3–10%. Содержание незамёрзшей воды на границе мёрзлой и талой зоны супеси принималось равным 7%. Для значений теплоёмкости и коэффициента теплопроводности талого и мёрзлого грунта от влажности использовались данные СНиП 2.02.04–88 [2].

Российские ГМС Баренцбург на о. Западный Шпицберген (78°03'51" с.ш., 14°11'09" в.д., 75 м над ур. моря) и Беллинсгаузен (62°10'59" ю.ш., 58°57'00" з.д., 15 м над ур. моря) на о. Кинг-Джордж более полувека ведут метеорологические наблюдения, которые служат основой для анализа современных изменений климата в этих районах.

Температура воздуха. Для анализа изменений климата использованы данные ГМС Беллинсгаузен и Баренцбург за период 1966 (1968) — 2018 гг. Рассмотрим средние многолетние значения средней суточной летней температуры T_s (декабрь—март на Антарктическом полуострове и июнь—сентябрь на Шпицбергене), зимней температуры воздуха T_w (апрель—ноябрь и октябрь—май) и их межгодовую изменчивость.

ГМС Баренцбург. За период 1968–2018 г. на о. Западный Шпицберген средние суточные летние и зимние температуры воздуха составили: $T_s = 4,17$ и $T_w = -8,81$ °C соответственно. При этом если за годы XX в. этого периода $T_s = 3,74$ и $T_w = -9,90$ °C, то в XXI в. в период 2001–2018 г. эти температуры значительно выросли: $T_s = 4,83$ и $T_w = -7,12$ °C. На ГМС Баренцбург амплитуды колебаний средних летних и зимних температур воздуха за 1966–2018 гг. изменялись от 2,21 до 6,36 °C и от -15,4 до -4,26 °C соответственно, тогда как за период 2001–2018 гг. эти диапазоны составили $4,11 \div 6,36$ и $-10,76 \div -4,26$ °C (рис. 1, а) соответственно, т.е. нижняя граница этих диапазонов значительно возросла. Скорость изменения за период 1966–2018 гг. летней температуры воздуха составляла $\Delta T_s = 0,037$ °C/год, а зимней — $\Delta T_w = 0,103$ °C/год. Анализ на основе *t*-критерия Стьюдента показал статистическую значимость этих трендов при уровне значимости $\alpha = 5\%$. Скорость изменения летней температуры воздуха за период с 2001 по 2018 г. выросла до $\Delta T_s = 0,049$ °C/год (статистическая значимость тренда при $\alpha = 10\%$), а зимней — до $\Delta T_w = 0,212$ °C/год (статистическая значимость тренда при $\alpha = 5\%$). При этом, если в первой половине периода 2000–2018 гг. летняя температура воздуха составляла $T_s = 4,52$ °C, то за период 2010–2018 гг. это значение выше на 12% и равно $T_s = 5,15$ °C.

Комплекс региональных моделей изменения климата на арх. Шпицберген рассмотрен в работе [13]. Прогнозируемый рост средней годовой

температуры воздуха за период 2071–2100 гг. относительно 1961–1990 гг., согласно [13], составил 3–4 °C (за 110 лет) на западе арх. Шпицберген, тогда как рост средней суточной положительной температуры воздуха (среднее значение из региональных моделей) составляет $\Delta T_s = 0,046$ °C/год, а отрицательной (абсолютное значение) – $\Delta T_w = 0,08$ °C/год. Эти значения немного меньше, чем тренды температуры по ГМС Баренцбург за период 2001–2018 гг. ($\Delta T_s = 0,049$ °C/год и $\Delta T_w = 0,21$ °C/год) для летней температуры и намного меньше для зимней температуры воздуха. Данные по температуре воздуха по ГМС Баренцбург за 52-летний период (1966–2018 гг.) показывают значимый линейный тренд, поэтому примем постоянную скорость изменения температуры воздуха и по региональной модели.

ГМС Беллинсгаузен. На Антарктическом полуострове в период 1968–2000 гг. температуры воздуха были равны $T_s = 1,03$ и $T_w = -4,05$ °C, а за период 2001–2018 гг. – $T_s = 0,83$ и $T_w = -3,60$ °C. При этом средняя летняя температура воздуха за 18 лет XXI в. 12 раз не превышала средние значения температуры за последний 36-летний период (1 °C), тогда как за последние 18 лет XX в. – только четыре раза. С 2001 по 2018 г. скорость изменения температуры воздуха на ГМС Беллинсгаузен составляла $\Delta T_s = -0,019$ °C/год и $\Delta T_w = 0,01$ °C/год. Однако эти линейные тренды статистически не значимы. Тем не менее, если за период 2001–2009 гг. $T_s = 1,07$ °C, то за период 2010–2018 гг. это значение существенно ниже (на 44%) и равно $T_s = 0,60$ °C.

Климатические условия на ГМС Беллинсгаузен отличаются относительно небольшими сезонными и межгодовыми колебаниями температуры воздуха. В самый холодный 1980 г. средняя годовая температура воздуха составляла –4 °C, а в самый тёплый 1989 г. равнялась –0,73 °C. Полученные аномальные значения определялись в основном зимними температурами воздуха. За весь период наблюдений амплитуда изменений средней месячной температуры воздуха за тёплый период изменялась от –0,55 до 1,93 °C, а за холодный период – от –6,44 до –1,94 °C. За 2001–2018 гг. летняя амплитуда не изменилась, а зимняя составила $-5,28 \div -2,31$ °C. При этом периоды относительного потепления сменялись периодами похолодания (см. рис. 1, а).

Таким образом, климатические изменения в большей степени затронули о. Западный Шпиц-

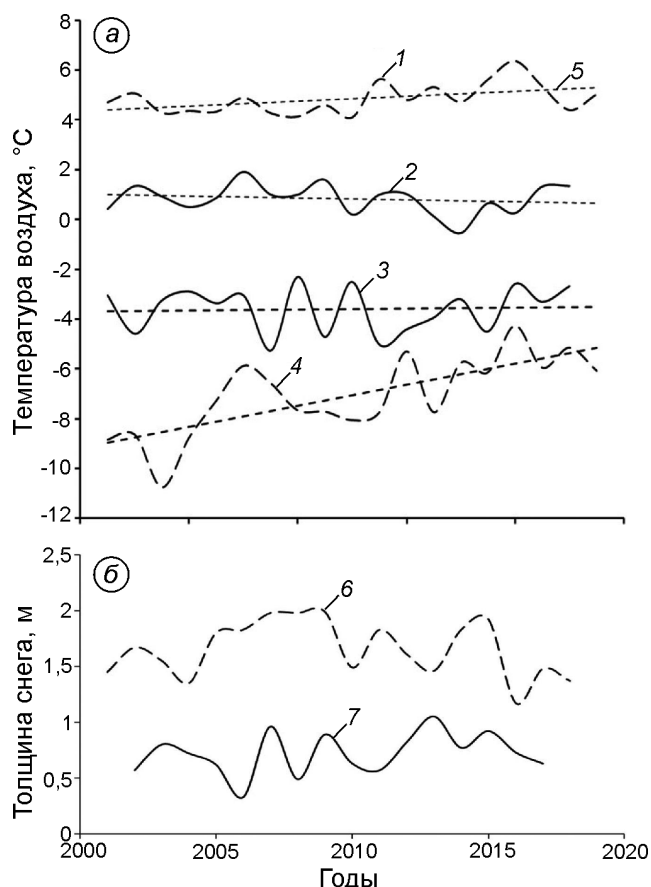


Рис. 1. Температура воздуха (а) и толщина снежного покрова (б) на ГМС:

1, 4, 6 – Баренцбург; 2, 3, 7 – Беллинсгаузен; 5 – линейный тренд; 1 и 2 – летние; 3 и 4 – зимние температуры воздуха

Fig. 1. Air temperature (а) and snow depth (б) at weather stations:

1, 4, 6 – Barentsburg; 2, 3, 7 – Bellingshausen; 5 – the trend; 1 and 2 – summer; 3 and 4 – winter air temperatures

берген, чем Антарктический полуостров. При этом, если на Западном Шпицбергене значимо выросли и летние, и зимние температуры, то на Антарктическом полуострове для летнего периода характерно небольшое похолодание.

Снежный покров. Амплитуда изменения толщины снежного покрова на ГМС Беллинсгаузен равна 33–105 см. С 2013 по 2018 г. толщина снега снизилась со 105 до 57 см. На рис. 1, б приведена максимальная толщина снежного покрова на ГМС Баренцбург за 2001–2018 гг. и на ГМС Беллинсгаузен за 2002–2018 гг. Средняя многолетняя толщина снежного покрова за этот период на первой из упомянутых станций составляет 165 см, а на второй – 72 см. Линейные тренды толщины снежного покрова за 2001–2018 гг. статистически не зна-

чимы. После 2010 г. характер изменения толщины снежного покрова на этих метеостанциях находится в основном в противофазе (см. рис. 1, б).

Исходные данные для расчётов Внутригодовой ход температуры воздуха принимался по синусоидальным зависимостям для периодов с положительной и отрицательной температурой воздуха. Динамика температуры воздуха за периоды с положительной и отрицательной температурой была принята нами по синусоиде с максимальным $t_s\pi/2$ и минимальным $t_w\pi/2$ значением температуры воздуха, где t_s и t_w — средняя суточная температура воздуха за периоды с положительной и отрицательной температурой соответственно.

Для условий Западного Шпицбергена средняя скорость ветра принята равной 4 м/с, влажность воздуха 70% и облачность 0,6. В условиях арх. Шпицберген с частыми ветрами и оттепелями плотность снега достаточна высока. Зависимость плотности снега ρ_s от толщины снежного покрова h_s определяется формулой $\rho_s = \rho_{s0} + 250h_s$, где $\rho_{s0} = 150 \text{ кг/м}^3$ — начальная плотность снега, а h_s — толщина снежного покрова, м. При толщине снежного покрова 1 м плотность достигает 400 кг/м^3 . С дальнейшим ростом толщины снега плотность принимается постоянной и равной 400 кг/м^3 . Для условий Антарктического полуострова средняя скорость ветра ещё выше — 7,5 м/с, влажность воздуха — 90% и облачность — 0,9. Для условий Антарктического полуострова средняя длительность холодного периода принята 252 сут. (для о. Западный Шпицберген — 243 сут.). В условиях значительных скоростей ветра ветровое уплотнение снежного покрова происходит быстро. Плотность снега рассчитывали по формуле $\rho_s = \rho_{s0} + 200h_s$, где $\rho_{s0} = 250 \text{ кг/м}^3$. Максимальное значение плотности снега, как и для условий Западного Шпицбергена, мы ограничили значением 400 кг/м^3 . Изменение толщины снежного покрова от времени принималось по линейной зависимости.

На термический режим грунта влияет внутригодовая динамика снегонакопления [12]. Анализ внутригодовой средней многолетней динамики толщины снежного покрова показал линейную зависимость от начала установления снежного покрова до её максимальной толщины. В расчётах приняты средние за период 2001–2018 гг. летние и зимние температуры воздуха для ГМС Беллинсгаузен ($T_s = 0,83$ и $T_w = -3,60$ °C) и Баренцбург ($T_s = 4,83$ °C и

$T_w = -7,12$ °C) соответственно. Ряд расчётов проводили с учётом темпа роста температуры, полученного по материалам региональной модели изменения климата и изменения температуры воздуха по данным измерений на ГМС. Для ГМС Беллинсгаузен приняты следующие изменения температуры: $\Delta T_s = -0,019$ °C/год и $\Delta T_w = 0,01$ °C/год, а для ГМС Баренцбург — $\Delta T_s = 0,046$ °C/год и $\Delta T_w = 0,08$ °C/год.

Результаты расчётов и обсуждение

Абсолютные значения температуры воздуха по данным ГМС Беллинсгаузен значительно ниже, чем для ГМС Баренцбург — приблизительно в 2,5 раза для зимних и в 4–6 раз для летних температур. Поэтому влияние снежного покрова на термический режим грунта и мощность СТС более значимо на Антарктическом полуострове, чем на Шпицбергене.

ГМС Беллинсгаузен. Большое влияние на термическое состояние приповерхностного слоя мерзлоты оказывает толщина снежного покрова. Её рост при определённых температурных условиях может привести к появлению несливающейся мерзлоты. На рис. 2 приведена глубина промерзания и протаивания многолетней мерзлоты при разной толщине снежного покрова, влажности грунта 25% и постоянных значениях температуры воздуха (средние многолетние за период 2001–2018 гг.: $T_s = 0,83$ °C и $T_w = -3,60$ °C). На рис. 2 видно, что при толщине снежного покрова h_s , превышающей 0,72 м, образуется несливающаяся мерзлота. При $h_s = 1$ м толщина талого слоя составляет 0,91 м, а глубина промерзания — 0,77 м (кривые 3 и 1 на рис. 2).

С ростом толщины снежного покрова в два раза (с 0,8 до 1,6 м) глубина промерзания талого слоя снижается с 0,85 до 0,64 м (кривая 1 на рис. 2). При этом в условиях небольших положительных температур воздуха при росте толщины снежного покрова в холодный период лучше проявляются два разнонаправленных (относительно влияния на деградацию ММП) процесса — замедление промерзания грунта зимой (снижение выхолаживания грунта) и замедление прогревания грунта летом из-за более длительного периода таяния снежного покрова при небольшой летней температуре воздуха. Так, при толщине снеж-

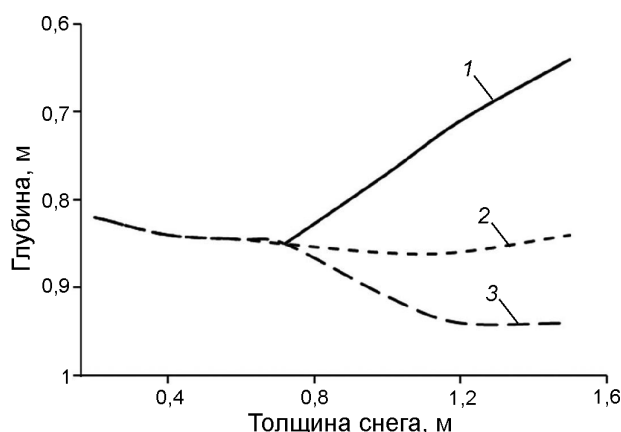


Рис. 2. Глубина промерзания (1) и протаивания (2, 3) грунта на первый (2) и второй (3) годы от начала расчётов в зависимости от толщины снежного покрова при средней многолетней за период 2001–2018 гг. летней $0,83^{\circ}\text{C}$ и зимней $-3,60^{\circ}\text{C}$ температуре воздуха на ГМС Беллинсгаузен

Fig. 2. The depth of freezing (1) and thawing (2, 3) of the soil for the first (2) and second (3) years from the start of calculations, depending on the thickness of the snow cover for an average air temperature the period 2001–2018 $0,83^{\circ}\text{C}$ in the summer and $-3,60^{\circ}\text{C}$ in the winter at Bellingshausen weather station

ного покрова более 1 м увеличивается время его таяния и сокращается время протаивания грунта. Результаты расчётов по модели показали, что время таяния снежного покрова толщиной 0,72 и 1,5 м составляет 14 и 27 сут. соответственно. На этот период таяния снежного покрова (ноябрь–декабрь) с относительным высоким значением альbedo поверхности приходится максимальная солнечная радиация, которая при бесснежной поверхности более эффективно разогревала бы грунт. Поэтому возможна ситуация, когда глубина протаивания грунта уменьшается.

Один из параметров, влияющих на термический режим грунта, — задержка времени установления снежного покрова относительно установления отрицательных температур воздуха — величина τ_s . При отсутствии снежного покрова в начальный период похолодания грунт промерзает быстрее, а при появлении снежного покрова его промерзание замедляется. Поэтому с ростом величины τ_s быстрее происходит промерзание сезонно-талого грунта, усиливается его выхолаживание и снижается протаивание грунта. И наоборот, при небольшой величине τ_s замедляется промерзание грунта и также может форми-

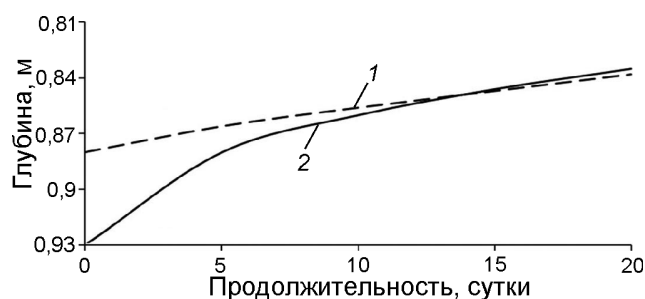


Рис. 3. Глубина протаивания многолетней мерзлоты на первый (1) и второй (2) годы от начала расчётов в зависимости от задержки времени начала снегонакопления относительно времени установления отрицательных температур воздуха на ГМС Баренцбург при средней многолетней за период 2001–2018 гг. летней $4,83^{\circ}\text{C}$ и зимней $-7,12^{\circ}\text{C}$ температуре воздуха

Fig. 3. The depth of thawing of permafrost in the 1st (1) and 2nd (2) years from the beginning of calculations depending on the delay in the beginning of snow accumulation relative to the time of establishment of negative air temperatures at the weather station Barentsburg for an average air temperature the period 2001–2018 at summer $4,83^{\circ}\text{C}$ and winter $-7,12^{\circ}\text{C}$

роваться несливающаяся мерзлота. Величина τ_s имеет значительную межгодовую изменчивость, поэтому в расчётах принят возможный диапазон изменения этого параметра. Так, при $\tau_s = 0$ толщина слоя непромёрзшей мерзлоты на второй расчётный год увеличивается на 6 см: $h_t = 0,9$ м (кривая 2 на рис. 3) при глубине промерзания $h_f = 0,82$ м.

Проведённые расчёты показали, что многолетняя мерзлота в районе станции Беллинсгаузен находится в неустойчивом состоянии. В «тёплые» годы может происходить образование несливающейся мерзлоты, которая затем будет промерзать в годы с более низкой температурой воздуха и меньшей толщиной снежного покрова. Так, максимальная расчётная мощность СТС в тёплый сезон 2008/2009 г. ($T_s = 1,60^{\circ}\text{C}$ и $T_w = -2,31^{\circ}\text{C}$), составляющая 115 см в первый расчётный год (при среднем измеренном значении по восьми скважинам 113 см) с образованием слоя несливающейся мерзлоты, увеличилась бы до 131 см на второй расчётный год при условии сохранения такой же температуры воздуха. Однако следующий год 2009/10 г. был более холодным ($T_s = 0,20^{\circ}\text{C}$ и $T_w = -4,73^{\circ}\text{C}$), и несливающаяся мерзлота промёрзла. Отметим, что по данным работы [7], максимальная мощность СТС за период 2008–2012 гг. приходилась на 2009 г. и составляла 117,5 см.

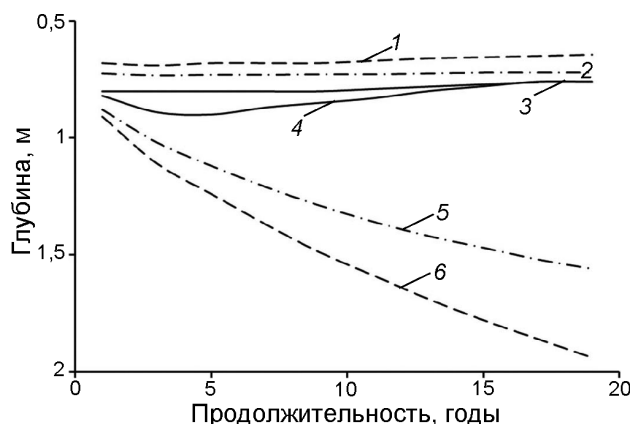


Рис. 4. Глубина промерзания (1–3) и протаивания грунта (4–6) на ГМС Беллинсгаузен при снижении средней суточной летней температуры воздуха на $0,019\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{год}$ и толщине снега: 1, 6 – 1,5 м; 2, 5 – 1,2 м; 3, 4 – 0,9 м

Fig. 4. The depth of freezing (1–3) and thawing of the ground (4–5) at the weather station Barentsburg with an decrease of the average daily summer air temperature by $0,019\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{year}$ and at snow thickness: 1, 6 – 1.5 m; 2, 5 – 1.2 m; 3, 4 – 0.9 m

Неустойчивое состояние ММП относится и к ряду других лет с повышенной зимней и летней температурой воздуха: 2005/06, 2014/15, 2016/17, 2017/18 гг., тогда как в более холодные годы – 2009/10, 2011/12, 2013/14, 2015/16 гг. – наблюдается равновесная ситуация. Расчётная мощность СТС после второго расчётного года практически не изменилась или происходило сокращение мощности СТС на 1 см по сравнению с первым расчётным годом. Из рис. 1, а видно, что «тёплые» годы на ГМС Беллинсгаузен (с локальным максимумом летней температуры) сменяются более холодными.

Многолетняя мерзлота в районе станции Беллинсгаузен находится в неустойчивом состоянии и при росте толщины снежного покрова. Так, небольшое увеличение толщины снежного покрова относительно среднемноголетнего (за период с 2002 по 2018 г.) значения 0,72 м приводит к формированию слоя несливающейся мерзлоты (см. рис. 2). Его толщина определяется разностью значений на кривых 3 и 1 на рис. 2. Результаты расчётов мощности СТС и промерзания талого слоя с учётом возможного роста средней суточной зимней температуры на $0,01\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{год}$ и снижения средней летней на $0,019\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{год}$ (из динамики температуры воздуха за 2001–2018 гг. на ГМС Беллинсгаузен.) представле-

ны на рис. 4. На нём видно, что при максимальной толщине снежного покрова $h_s = 1,2$ и $1,5$ м снижение летней температуры воздуха за 20-летний период не приводит к промерзанию несливающейся мерзлоты – мощность СТС за 19 лет увеличивается до 1,56 и 1,94 м соответственно (кривые 5 и 6 на рис. 4). А при $h_s = 0,9$ м в течение пяти лет происходит формирование несливающейся мерзлоты толщиной до 10 см (разность значений на кривых 3 – промерзание и 4 – мощность СТС на рис. 4), которая промерзнет в течение дальнейших 10 лет. За эти 15 лет средняя летняя температура воздуха понизится с $0,83$ до $0,55\text{ }^{\circ}\text{C}$, а мощность СТС уменьшится с $0,82$ до $0,76$ м (кривая 4 на рис. 4). Неустойчивость ММП подчёркивает достаточно высокая температура грунта. По данным работы [11], расчётная средняя годовая температура грунта для района о. Кинг Джордж составляет $-2,2\text{ }^{\circ}\text{C}$, тогда как по данным измерений $-0,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ [11]. Наши вычисления дали значение $-0,6\text{ }^{\circ}\text{C}$.

ГМС Баренцбург. На рис. 5 приведены результаты расчётов при средних многолетних значениях температуры воздуха за период 2001–2018 гг. для станции Баренцбург ($t_w = 7,12$; $t_s = 4,83\text{ }^{\circ}\text{C}$) (а) и с учётом темпа роста температуры (б), полученного по данным региональной модели изменения климата ($\Delta T_s = 0,046\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{год}$ и $\Delta T_w = 0,08\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{год}$) при влажности грунта 18 и 25%. Из рис. 5 следует, что при влажности грунта 25% и толщине снежного покрова более 1,5 м уже в настоящее время возможны неполное промерзание сезонно-талого слоя и формирование несливающейся мерзлоты (кривая 1 – промерзание и 9 – протаивание, см. рис. 5, а). При постоянной температуре воздуха и влажности грунта 18%, толщине снежного покрова $h_s = 1$ и $1,5$ м в течение 27 лет не происходит образование несливающейся мерзлоты (см. рис. 5, а). Мощность СТС за 27 лет увеличивается с $1,33$ м до $1,45$ м при $h_s = 1,5$ м мерзлоты (кривая 7, см. рис. 5, а). При $h_s = 1$ м мощность СТС на $1,5$ см меньше. При современной температуре воздуха, толщине снега $1,5$ м и влажности грунта 10% мощность СТС составит $1,8$ м.

Расчёты показали, что при темпах роста температуры, полученных по данным региональной модели, изменения климата, при влажности грунта 18% (соответствует измеренным значениям влажности) и толщине снежного покрова $h_s = 1,5$ м, формирование несливающейся мерзлоты возможно через 12 лет (кривая 2 – промер-

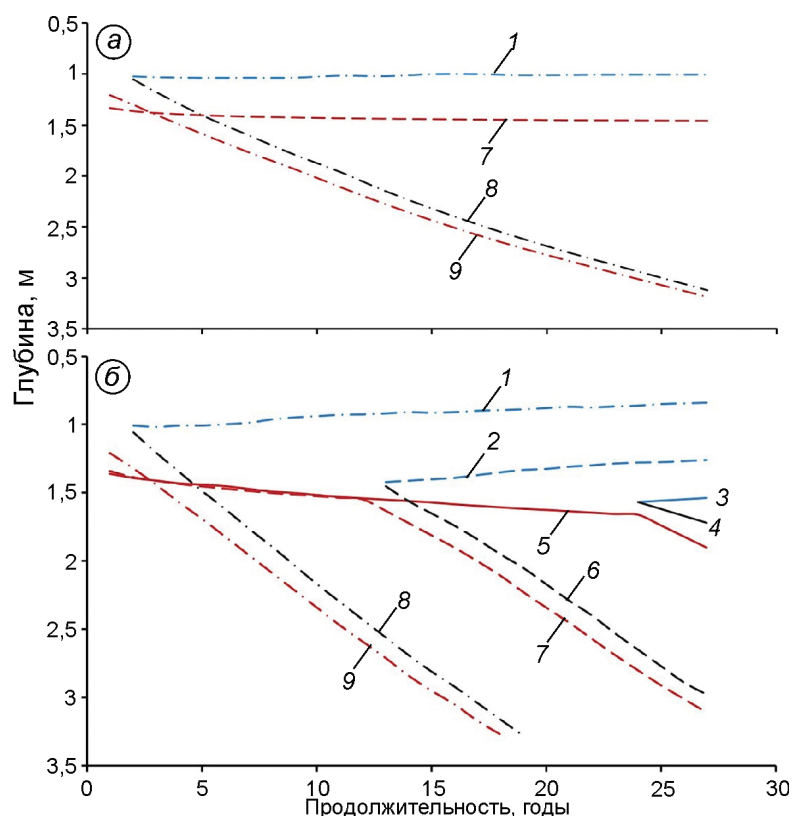


Рис. 5. Динамика промерзания и протаивания многолетней мерзлоты для условий ГМС Баренцбург при средних значениях летней $4,83^{\circ}\text{C}$ и зимней $-7,12^{\circ}\text{C}$ температуры воздуха за период 2001–2018 гг. по данным наблюдений (а) и на основе данных региональной модели о темпах роста летней $0,046^{\circ}\text{C}/\text{год}$ и зимней $0,08^{\circ}\text{C}/\text{год}$ температуры (б): 1, 2, 3 – глубина промерзания; 5, 7, 9 – мощность сезонно-талого слоя; 4, 6, 8 – верхняя кровля многолетней мерзлоты в конце холодного периода; 1, 2, 6–9 – при толщине снега 1,5 м; 3–5 – при толщине снега 1 м; при влажности грунта: 2–7 – 18%; 1, 8, 9 – 25%

Fig. 5. The dynamics of freezing and thawing of permafrost at the weather station Barentsburg at summer 4.83°C and winter -7.12°C of air temperature for the period 2001–2018 according to observations (a) and based on data from the regional model on the rate growth of summer temperatures of $0.046^{\circ}\text{C}/\text{year}$ and winter $0.08^{\circ}\text{C}/\text{year}$ (b): 1, 2, 3 – freezing depth; 5, 7, 9 – the thickness of the seasonally thawed layer; 4, 6, 8 – the upper roof of permafrost at the end of the cold period; 1, 2, 6–9 – at a snow thickness of 1.5 m; 3–5 – at a snow thickness of 1 m; at ground moisture: 2–7 – 18%; 1, 8, 9 – 25%

зание и 7 – протаивание, см. рис. 5, б) от начала расчётного периода (2018 г.), а при $h_s = 1$ м – через 24 года (кривая 3 – промерзание и 5 – протаивание, см. рис. 5, б). При этом глубина промерзания талого грунта постоянно уменьшается. При постоянной температуре воздуха, $h_s = 1,5$ м и влажности грунта 25% мощность СТС достигнет значения 3 м через 24 года (кривая 9, см. рис. 5, а), а с учётом текущего темпа роста температуры воздуха – через 15 лет (кривая 9, см. рис. 5, б).

В зимний период происходит промерзание талого грунта как со стороны дневной поверхности, так и снизу. Снижение мощности талого слоя в конце холодного периода за счёт промерзания снизу (подъём верхней кровли многолетней мерз-

лоты) может достигать 15 см на Шпицбергене (кривая 8 на рис. 5, а и кривые 4, 6 и 8 на рис. 5, б) и 4 см на Антарктическом полуострове. Расчёты показали, что при влажности грунта 10 и 18% и снежном покрове толщиной 1,5 м мощность СТС составляет 1,8 и 1,4 м (см. рис. 5, б) соответственно. Для супеси плотностью $1600\text{ кг}/\text{м}^3$ расчётная мощность СТС увеличивается приблизительно на 20 см.

Мониторинг многолетнемёрзлых пород в скважине в Янссенхаугене (Janssonhaugen) показал, что за 20 лет – с 1998 по 2017 г. – активный слой стал толще на 25–30 см (<http://www.mosj.no/en/climate/land/permafrost.html>). Приблизительно такую же динамику роста мощности СТС – $1,5\text{ см}/\text{год}$ – дают и наши расчёты (кривая 5 на

рис. 5, б). При этом динамика изменения мощности СТС — более универсальная величина по сравнению со значением мощности СТС, которая от точки к точке может существенно изменяться. При толщине снега 1,5 м, влажности грунта 18% и использовании темпа роста измеренной температуры воздуха на ГМС Баренцбург за период 2001–2018 гг. ($\Delta T_s = 0,049$ °C/год, $\Delta T_w = 0,22$ °C/год) время формирования несливающейся мерзлоты сокращается с 12 лет (при применении темпа роста температуры воздуха по региональной модели) до 8 лет. В настоящее время деградации ММП на о. Западный Шпицберген препятствует широкое распространение мохового покрова, который служит важным фактором сохранения мерзлоты при современном климате [21]. Это отмечается и в работе [22], где указано, что отсутствие мохового слоя в некоторых ландшафтах указывает, что вблизи поверхности нет многолетней мерзлоты.

Численные эксперименты на модели для Антарктического полуострова показали возможность формирования слоя несливающейся мерзлоты при современном климате; рост её мощности приведёт к деградации ММП. При современных метеорологических условиях такой слой формируется в отдельные «тёплые» годы, которые затем сменяются более холодными, что приводит к промерзанию талого слоя и смыканию его с верхней кровлей ММП. Таким образом, изменчивость метеорологических условий, как и небольшое понижение средних значений летней температуры воздуха, способствует устойчивости ММП.

Заключение

За период 2001–2018 г. рост летней и зимней температуры воздуха на ГМС Баренцбург по сравнению с 1968–2000 гг. составил приблизительно 1,1 °C (29%) и 2,8 °C (28%) соответственно. С 2001 по 2018 г. темп роста летней температуры воздуха на ГМС Баренцбург составил около 0,05 °C/год, а зимней — 0,22 °C/год. В противоположность этому на ГМС Беллинсгаузен за период 2001–2018 гг. по сравнению с 1968–2000 гг. произошло понижение летней температуры воздуха с 1,03 до 0,83 °C — приблизительно на 19%, а зимние температуры здесь выросли на 11% — с –4,05 до –3,60 °C.

На основании численных экспериментов определены мощность сезонно-талого слоя и

время формирования несливающейся мерзлоты как при сохранении современных условий, так и для современных темпов изменения температуры воздуха. На станции Беллинсгаузен при средней многолетней толщине снежного покрова более 0,72 м и сохранении средних значений других параметров уже в настоящее время возможно формирование несливающейся мерзлоты. При сохранении современных темпов изменений температуры воздуха в регионе при толщине снежного покрова менее 0,9 м несливающаяся мерзлота с течением времени промёрзнет.

На о. Западный Шпицберген при толщине снежного покрова более 1,5 м на участках грунта без мохового покрова с влажностью свыше 25% и сохранении современных значений температуры воздуха уже в настоящее время вероятно формирование несливающейся мерзлоты. Это тем более возможно при повышении температуры воздуха. На основе данных региональной модели изменения климата о темпах роста летней (0,046 °C/год) и зимней (0,08 °C/год) температуры на ближайшие 30 лет показано, что при влажности грунта 18% (соответствует измеренным значениям влажности) и толщине снежного покрова 1,5 м формирование слоя несливающейся мерзлоты произойдёт через 12 лет, а при толщине 1 м — через 24 года.

Благодарности. Математическое моделирование проводилось в рамках темы Государственного задания № 0148-2019-0004; обработка и анализ архивных материалов — по проекту РФФИ 17-55-80107 БРИКС_а; численные эксперименты и их анализ — при поддержке гранта РФФИ № 18-05-60067; экспедиционные исследования на архипелаге Шпицберген выполнялась при финансовой поддержке госзадания и логистической помощи Российского научного центра на Шпицбергене (РНЦШ).

Acknowledgments. The mathematical modeling carried out according to the framework of fundamental scientific studies within the project reg. № 0148-2019-0004, processing and analysis of experimental data carried out according to the Russian Foundation for Basic Research (RFBR) 17-55-80107 BRICS_a project; numerical experiments and their analysis supported by the RFBR, grant № 18-05-60067; field studies on Svalbard conducted with financial support from the state assignment and logistical assistance of the Russian Scientific Center on Spitsbergen (RSCS).

Литература

References

1. Мохов И.И. Современные изменения климата в Арктике // Вестн. РАН. 2015. Т. 85. № 5–6. С. 478–484.
2. Гарагуля Л.С., Булдович С.Н., Романовский В.Е., Шаталова Т.Ю., Пармузин С.Ю., Гордеева Г.И., Максимова Л.Н. Природные опасности России. Гео-криологические опасности. М.: Фирма «КРУК», 2000. 315 с.
3. СНиП 2.02.04–88. Основания и фундаменты на вечномёрзлых грунтах. М.: изд. ГУП ЦПП, 1997. 52 с.
4. Anisimov O.A., Shiklomanov N.I., Nelson F.E. Global warming and active-layer thickness: Results from transient general circulation models // *Global and Planetary Change*. 1997. V. 15. № 3–4. P. 61–77.
5. Goodrich L.E. The influence of snow cover on the ground thermal regime // *Canadian Geotech. Journ.* 1982. V. 19. P. 421–432.
6. Шмакин А.Б., Осокин Н.И., Сосновский А.В., Зазовская Э.П., Борзенкова А.В. Влияние снежного покрова на промерзание и протаивание грунта на Западном Шпицбергене // *Лёд и Снег*. 2013. № 4 (123). С. 52–59.
7. Michel R.F.M., Schaefer C.E.G.R., Simas F.M.B., Francelino M.R., Fernandes-Filho E.I., Lyra G.B., Bockheim J.G. Active-layer thermal monitoring on the Fildes Peninsula, King George Island, maritime Antarctica // *Solid Earth*. 2014. № 5. P. 1361–1374. doi: 10.5194/se-5-1361-2014. www.solid-earth.net/5/1361/2014/.
8. Filip Hrbáček, Goncalo Vieira, Marc Oliva, Megan Balks, Mauro Guglielmin, Miguel Ángel de Pablo, Antonio Molina, Miguel Ramos, Gabriel Goyanes, Ian Meiklejohn, Andrey Abramov, Nikita Demidov, Dmitry Fedorov-Davydov, Alexey Lupachev, Elizaveta Rivkina, Kamil Láška, Michaela Kňázková, Daniel Nývlt, Rossana Raffi, Jorge Strelin, Toshio Sone, Kotaro Fukui, Andrey Dolgikh, Elya Zazovskaya, Nikita Mergelov, Nikolay Osokin & Vladislav Miamin. Active layer monitoring in Antarctica: an overview of results from 2006 to 2015 // *Polar Geography*. January 2018. P. 1–16. doi: 10.1080/1088937X.2017.1420105.
9. Turner J., Colwell S.R., Marshall G.J., Lachlan-Cope T.A., Carleton A.M., Jones P.D., Lagun V., Reid P.A., Iagovkina S. Antarctic climate change during the last 50 years // *Intern. Journ. of Climatology*. 2005. V. 25. P. 279–294. doi: 10.1002/joc.1130.
10. Абакумов Е.В., Романов О.В. Физические свойства естественных почв и антропогенных грунтов о-ва Кинг-Джордж, Западная Антарктика // Вестн. Санкт-Петербургского гос. ун-та. Сер. 3. Биология. 2013. № 2. С. 108–114.
11. Jaroslav Obu, Sebastian Westermann, Gonçalo Vieira, Andrey Abramov, Megan Balks, Annett Bartsch, Filip Mokhov I.I. Modern climate change in the Arctic. *Vestnik Rossiyskoy akademii nauk*. Bulletin of the Russian Academy of Sciences. 2015, 85 (5–6): 478–484. [In Russian].
2. Garagulya L.S., Buldovich S.N., Romanovskiy V.E., Shatalova T.Yu., Parmuzin S.Yu., Gordeeva G.I., Maksimova L.N. *Prirodnye opasnosti Rossii. Geokriologicheskie opasnosti*. Natural hazards of Russia. Geocryological hazards. Moscow: Kruk company, 2000: 315 p. [In Russian].
3. SNIP 2.02.04–88. *Osnovaniya i fundamenty na vechnomerzlykh gruntakh*. Soil bases and foundations on permafrost soils. Moscow: GUP TsPP Publ., 1997: 52 p. [In Russian].
4. Anisimov O.A., Shiklomanov N.I., Nelson F.E. Global warming and active-layer thickness: Results from transient general circulation models. *Global and Planetary Change*. 1997, 15 (3–4): 61–77.
5. Goodrich L.E. The influence of snow cover on the ground thermal regime. *Canadian Geotech. Journ.* 1982, 19: 421–432.
6. Shmakin A.B., Osokin N.I., Sosnovskiy A.V., Zazovskaya E.P., Borzenkova A.V. Influence of snow cover on soil freezing and thawing in the West Spitsbergen. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2013, 4 (123): 52–59. [In Russian]. doi: org/10.15356/2076-6734-2013-4-52-59.
7. Michel R.F.M., Schaefer C.E.G.R., Simas F.M.B., Francelino M.R., Fernandes-Filho E.I., Lyra G.B., Bockheim J.G. Active-layer thermal monitoring on the Fildes Peninsula, King George Island, maritime Antarctica. *Solid Earth*. 2014, 5: 1361–1374. doi: 10.5194/se-5-1361-2014. www.solid-earth.net/5/1361/2014/.
8. Filip Hrbáček, Goncalo Vieira, Marc Oliva, Megan Balks, Mauro Guglielmin, Miguel Ángel de Pablo, Antonio Molina, Miguel Ramos, Gabriel Goyanes, Ian Meiklejohn, Andrey Abramov, Nikita Demidov, Dmitry Fedorov-Davydov, Alexey Lupachev, Elizaveta Rivkina, Kamil Láška, Michaela Kňázková, Daniel Nývlt, Rossana Raffi, Jorge Strelin, Toshio Sone, Kotaro Fukui, Andrey Dolgikh, Elya Zazovskaya, Nikita Mergelov, Nikolay Osokin & Vladislav Miamin. Active layer monitoring in Antarctica: an overview of results from 2006 to 2015. *Polar Geography*. January 2018: 1–16. doi: 10.1080/1088937X.2017.1420105.
9. Turner J., Colwell S.R., Marshall G.J., Lachlan-Cope T.A., Carleton A.M., Jones P.D., Lagun V., Reid P.A., Iagovkina S. Antarctic climate change during the last 50 years. *Intern. Journ. of Climatology*. 2005, 25: 279–294. doi: 10.1002/joc.1130.
10. Abakumov E.V., Romanov O.V. Physical properties of natural soils and anthropogenic soils of King George Island, Western Antarctica. *Vestnik Sankt-Peterburgskogo gos. universiteta*. Bulletin of St.-Petersburg State University. Ser. 3. Biology. 2013, 2: 108–114. [In Russian].

- Hrbáček, Andreas Kääb, Miguel Ramos* Pan-Antarctic map of near-surface permafrost temperatures at 1 km² scale // *The Cryosphere*. Discussion. Preprint. Discussion started 25 June 2019. <https://doi.org/10.5194/tc-2019-148>
12. *Осокин Н.И., Сосновский А.В.* Динамика параметров снежного покрова, влияющих на устойчивость многолетней мерзлоты на архипелаге Шпицберген // *Лёд и Снег*. 2016. Т. 56. № 2. С. 189–198. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2016-2-189-198>
 13. *Eirik J. Førland, Rasmus Benestad, Inger Hanssen-Bauer, Jan Erik Haugen, Torill Engen Skaugen* Temperature and Precipitation Development at Svalbard 1900–2100 // *Hindawi Publishing Corporation Advances in Meteorology*. V. 2011. Article ID 89379. 14 p. doi: 10.1155/2011/893790 Research Article.
 14. Электронный ресурс: <http://www.mosj.no/en/climate/land/permafrost.html>.
 15. *Smellie J.L., Pankhurst R.J., Thomson M.R.A., Davies R.E.S.* The Geology of the South Shetland Islands: VI. Stratigraphy, Geochemistry and Evolution // *British Antarctic Survey Scientific Reports*. 1984. V. 87. P. 1–85.
 16. *Александров В.Я., Угрюмов А.И.* Климат Антарктического полуострова и его изменения. СПб.: изд. Российского гос. гидромет. ун-та, 2014. 102 с.
 17. *Абрамов А.А., Миронов В.А., Лупачев А.В., Федоров-Давыдов Д.Г., Горячкин С.В., Мергелов Н.С., Иващенко А.М., Лукин В.В., Гиличинский Д.А.* Геокриологические условия Антарктических оазисов // *Полярная криосфера и воды суши*. СПб.: Изд-во «Paulsen», 2011. С. 233–241.
 18. *Osokin N.I., Samoilov R.S., Sosnovskiy A.V., Sokratov S.A., Zhidkov V.A.* Model of the influence of snow cover on soil freezing // *Annals of Glaciology*. 2000. V. 31. P. 417–421.
 19. *Осокин Н.И., Сосновский А.В.* Влияние динамики температуры воздуха и высоты снежного покрова на промерзание грунта // *Криосфера Земли*. 2015. Т. XIX. № 1. С. 99–105. <http://www.izdatgeo.ru/pdf/krio/2015-1/99.pdf>.
 20. *Павлов А.В.* Теплофизика ландшафтов. Новосибирск: Наука, 1979. 284 с.
 21. *Сосновский А.В., Осокин Н.И.* Влияние мохового и снежного покровов на устойчивость многолетней мерзлоты на Западном Шпицбергене при климатических изменениях // *Вестн. Кольского научного центра*. 2018. № 3 (10). С. 179–185. doi: 10.25702/KSC.2307-5228.2018.10.3.179-185.
 22. *William L. Cable, Vladimir E. Romanovsky, M. Torre Jorgenson*. Scaling-up permafrost thermal measurements in western Alaska using an ecotype approach // *The Cryosphere*. 2016. № 10. P. 2517–2532.
 11. *Jaroslav Obu, Sebastian Westermann, Gonçalo Vieira, Andrey Abramov, Megan Balks, Annett Bartsch, Filip Hrbáček, Andreas Kääb, Miguel Ramos* Pan-Antarctic map of near-surface permafrost temperatures at 1 km² scale. *The Cryosphere*. Discussion. Preprint. Discussion started 25 June 2019. <https://doi.org/10.5194/tc-2019-148>.
 12. *Osokin N.I., Sosnovskiy A.V.* Dynamics of snow cover characteristics exerting influence on stability of the Svalbard permafrost. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2016, 56 (2): 189–198. [In Russian]. doi: org/10.15356/2076-6734-2016-2-189-198.
 13. *Eirik J. Førland, Rasmus Benestad, Inger Hanssen-Bauer, Jan Erik Haugen, Torill Engen Skaugen* Temperature and Precipitation Development at Svalbard 1900–2100. *Hindawi Publishing Corporation Advances in Meteorology*. 2011. Article ID 89379: 14 p. doi: 10.1155/2011/893790 Research Article.
 14. <http://www.mosj.no/en/climate/land/permafrost.html>.
 15. *Smellie J.L., Pankhurst R.J., Thomson M.R.A., Davies R.E.S.* The Geology of the South Shetland Islands: VI. Stratigraphy, Geochemistry and Evolution. *British Antarctic Survey Scientific Reports*. 1984, 87: 1–85.
 16. *Aleksandrov V.Ya., Ugryumov A.I.* *Klimat Antarkticheskogo poluostrova i ego izmeneniya*. Climate of the Antarctic Peninsula and its changes. St.-Petersburg: Russian State Hydrometeorological University, 2014: 102 p. [In Russian].
 17. *Abramov A.A., Mironov V.A., Lupachev A.V., Fedorov-Davydov D.G., Goryachkin S.V., Mergelov N.S., Ivashchenko A.M., Lukin V.V., Gilichinsky D.A.* Geocryological conditions of Antarctic oases. *Geokriologicheskie usloviya antarkticheskikh oazisov*. Polar cryosphere and earth water. St.-Petersburg: Paulsen Editions, 2011: 233–241. [In Russian].
 18. *Osokin N.I., Samoilov R.S., Sosnovskiy A.V., Sokratov S.A., Zhidkov V.A.* Model of the influence of snow cover on soil freezing. *Annals of Glaciology*. 2000, 31: 417–421.
 19. *Osokin N.I., Sosnovskiy A.V.* Influence of the dynamics of air temperature and snow depth on soil freezing. *Kriosfera Zemli*. Earth Cryosphere. 2015, XIX (1): 99–105. [In Russian]. <http://www.izdatgeo.ru/pdf/krio/2015-1/99.pdf>.
 20. *Pavlov A.V.* *Teplofizika landshaftov*. Thermophysics of landscapes. Novosibirsk: Nauka, 1979: 284 p. [In Russian].
 21. *Sosnovskiy A.V., Osokin N.I.* Impact of moss and snow cover on the sustainability of permafrost in West Spitsbergen due to climatic changes. *Vestnik Kol'skogo nauchnogo tsentra*. Bulletin of the Kola Science Center. 2018, 3 (10): 179–185. [In Russian]. doi: 10.25702/KSC.2307-5228.2018.10.3.179-185.
 22. *William L. Cable, Vladimir E. Romanovsky, M. Torre Jorgenson*. Scaling-up permafrost thermal measurements in western Alaska using an ecotype approach. *The Cryosphere*. 2016, 10: 2517–2532.

Гляциальные сели в Заилийском Алатау за последние 120 лет© 2020 г. А.Р. Медеу¹, В.П. Благовещенский^{1*}, Н.Е. Касаткин¹, В.П. Капица¹, М.К. Касенов², Ж.Т. Раймбекова^{2,3}¹Институт географии Министерства образования и науки Республики Казахстан, Алматы, Казахстан; ²«Казселезащита» Комитета по чрезвычайным ситуациям Министерства внутренних дел Республики Казахстан, Алматы, Казахстан;³Казахский национальный университет имени аль-Фараби, Алматы, Казахстан

*victor.blagov@mail.ru

Glacial debris flows in Zailiysky Alatau over the past 120 yearsA.P. Medeu¹, V.P. Blagoveshchenskiy^{1*}, N.E. Kasatkin¹, V.P. Kapitsa¹, M.K. Kasenov², Zh.T. Raymbekova^{2,3}¹Institute of Geography, Ministry of Education and Science of the Republic of Kazakhstan, Almaty, Kazakhstan;²«Kazselezashchita», Committee Emergency Situations of Ministry of Internal Affairs of the Republic of Kazakhstan, Almaty, Kazakhstan;³Al-Farabi Kazakh National University, Almaty, Kazakhstan

*victor.blagov@mail.ru

Received December 31, 2019 / Revised February 18, 2020 / Accepted March 10, 2020

Keywords: *glacial mudflows, mudflow activity, mudflow disasters, mudflow protection, Zailiyskiy Alatau.***Summary**

Zailiyskiy Alatau is the most mudflow hazardous mountain region of the Republic of Kazakhstan. At the same time, this area is one of the most densely populated and economically developed one, so mudflows here cause the great damage. The paper presents results of our analysis of the glacial mudflow activity for the period from 1900 to 2019. Amount and total volume of glacial mudflows per year were used as indicators of the mudflow activity. 481 mudflows were recorded over 120 years of observations in the Zailiyskiy Alatau, and 24% of them were glacial mudflows. Glacial mudflows are the largest and most destructive. Of the nine mudflows with a volume of more than 1 million m³, seven were glacial mudflows. The chronicle of mudflow disasters is shown. From 1950 to 2019, 87 glacial mudflows were observed in the Zailiyskiy Alatau. Of these, 16 mudflows had volumes exceeding 100 thousand m³. The largest ones occurred in 1977 (6.0 million m³), 1963 (5.8 million m³), 1958 (4.0 million m³), and 1973 (3.8 million m³). The causes for formation of glacial mudflows are outbursts of moraine lakes or water from underground reservoirs, as well as collapses of moraines' slopes. The largest of them occur when a lake is bursting through an open channel. Since 1951, occurrence of glacial mudflows has been increasing and reached its maximum in the 1970s. Since 1978, the number of glacial mudflows has been decreasing, although their volumes remained large until the late 1990s. From 1997 to 2013, mudflow activity was low. During 11 of the 15 years, no mudflow was observed. Every year only one mudflow happened with a volume below 10 thousand m³. Since 2014, there has been a tendency for an increase in mudflow activity. Large glacial mudflows were recorded in 2014 and 2019. To protect against mudflows in the valleys of the Zailiyskiy Alatau, 14 dams have been built and two more are planned. To prevent outbursts of moraine lakes, they are emptied using pumps and siphons. In 2019, the network of automated monitoring of early warning about mudflows is being organized, which will cover all the valleys of the Northern slope of the Zailiyskiy Alatau.

Citation: Medeu A.P., Blagoveshchenskiy V.P., Kasatkin N.E., Kapitsa V.P., Kasenov M.K., Раймбекова Ж.Т. Glacial debris flows in Zailiyskiy Alatau over the past 120 years. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2020. 60 (2): 213–224. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673420020035.

Поступила 31 декабря 2019 г. / После доработки 18 февраля 2020 г. / Принята к печати 10 марта 2020 г.

Ключевые слова: *гляциальные сели, Заилийский Алатау, селевая активность, селевые катастрофы, селезащитные мероприятия.*

Проанализированы данные о гляциальных, в том числе катастрофических, селях с 1900 по 2019 г., рассмотрены внутри- и межгодовые колебания селевой активности. С 1951 г. активность гляциальных селей стала расти и достигла максимума в 1970-х годах, с 1978 по 1996 г. активность таких селей снижалась, а с 1997 по 2013 г. была низкой. С 2014 г. наметилась тенденция усиления активности гляциальных селей.

Введение

Заилийский Алатау — самый селеопасный горный район Казахстана, но северный склон этого хребта относится к числу наиболее освоенных территорий. На селевых конусах вы-

носа расположен крупнейший мегаполис Казахстана — город Алматы с населением около 3 млн человек. Селевые потоки наносят большой материальный ущерб и приводят к многочисленным жертвам среди населения [1]. Крупные селевые катастрофы происходили в

1921, 1950, 1963, 1973, 1977 гг. Первые две катастрофы были вызваны дождевыми селями, три последние — гляциальными. На долю гляциальных селей приходится около 25% общего числа селей, но их суммарный объём составляет почти 50% суммарного объёма всех селей. После 1950 г. на долю гляциальных селей приходится бо́льшая часть ущерба, причинённого селями, поэтому исследование закономерностей их формирования и распространения — важная научно-практическая задача. В статье выполнен анализ активности гляциальных селей за период с 1900 по 2019 г. В качестве показателей селевой активности использовались их число и суммарный объём в год.

Наблюдения за селями на северном склоне Заилийского Алатау проводятся с начала XX в. Материалы наблюдений обобщены в работе [2]. Статья написана по литературным и архивным данным, а также по материалам полевых наблюдений Института географии Министерства образования и науки Республики Казахстан и «Казселезащиты» Комитета по чрезвычайным ситуациям Министерства внутренних дел Республики Казахстан.

Район исследований

Хр. Заилийский Алатау — самый северный хребет Тянь-Шаня. Он протягивается на 190 км в широтном направлении вдоль 43° с.ш. от $76^{\circ}05'$ до $78^{\circ}20'$ в.д. Главный водораздел в восточной и западной частях хребта имеет высоту 4000–4100 м над ур. моря (все высоты в статье даны над уровнем моря). В центральной части хребта он поднимается до 4300–4500 м. Высшая точка — пик Талгар высотой 4979 м. Северный склон хребта шириной 30–33 км несколькими ступенями спускается к межгорной впадине р. Или. Подножие хребта расположено на высоте около 1000 м. Южный склон Заилийского Алатау круто падает к долинам рек Чонкемин и Шелек (Чилик), отделяющих его от хр. Кунгей Алатау. Эти хребты в центральной части соединены перемычкой высотой 4400 м.

Северный склон Заилийского Алатау расчленён долинами рек (с востока на запад): Турген, Есик, Талгар, Киши Алматы, Улкен Алматы, Каргалы, Аксай, Каскелен, Шамалган и Узын-

каргалы. В бассейнах всех этих рек есть современные ледники. По результатам каталогизации ледников, выполненной в 2008 г., на северном склоне Заилийского Алатау насчитывается 383 ледника [3]. Общая площадь открытых частей ледников — $171,96 \text{ км}^2$. Из них 220 ледников имеют площадь более 1 км^2 . Самые крупные — это ледники Дмитриева ($5,65 \text{ км}^2$), Кассина ($4,90 \text{ км}^2$) и Горного института ($4,20 \text{ км}^2$).

Общая площадь открытых частей ледников составляет $171,96 \text{ км}^2$, объём льда равен $6,898 \text{ км}^3$. Площадь современных морен с погребёнными льдами, накопившимися в малый ледниковый период, составляет $91,63 \text{ км}^2$ [3]. После окончания малого ледникового периода в конце XIX в. ледники постоянно отступают. С 1955 по 2008 г. площадь открытых частей ледников уменьшилась на 41% [3]. Средняя скорость сокращения площади ледников с 1955 г. составляет $0,76\%$ в год. С 1990 г. она увеличилась до $1,13\%$ [4]. Ежегодно длина ледников уменьшается в среднем на 10–20 м. При таких темпах сокращения оледенения к концу XXI в. в Заилийском Алатау долинные ледники исчезнут. Их место займут морены, погребённые льды и моренные озёра.

В гляциальной зоне Заилийского Алатау на высоте 3440 м с 1973 г. работает круглогодичная метеорологическая станция (ГМС) Института географии Казахстана. По данным этой ГМС с 1973 по 2014 г. средняя годовая температура воздуха повысилась на $1,1^{\circ}\text{C}/\text{год}$ со скоростью $0,027^{\circ}\text{C}/\text{год}$ [5]. Годовая сумма осадков растёт по $1,05 \text{ мм}/\text{год}$. В настоящее время она составляет 990 мм. На высоте границы питания ледников (3800 м) средняя годовая сумма осадков оценивается в 1050–1100 мм. Во всех ледниковых бассейнах есть моренные озера. Число озёр и их размеры постоянно меняются. Многие моренные озёра, существовавшие в 1970-х годах, в XXI в. исчезли из-за оттаивания мерзлоты [5]. В 2017 г. по космическим снимкам Sentinel-2 выполнена каталогизация моренных озёр [6]. Всего на северном склоне Заилийского Алатау выявлено 113 моренных озёр, из которых 17 — прорывоопасные [7]. Самое крупное озеро № 13 находится в бассейне р. Турген, его объём — 1103 тыс. м^3 . Прорывоопасные озёра объёмом более 100 тыс. м^3 есть во всех ледниковых бассейнах Заилийского Алатау.

Материалы и методы

До 1950 г. в Заилийском Алатау фиксировались только крупные сели, выходявшие на предгорные конусы выноса и причинявшие значительный ущерб. Поэтому данные о всех селях этого периода неполные. В 1951 г. был создан Казахский научно-исследовательский гидрометеорологический институт (КазНИГМИ), и исследования селей с этого времени приобрели систематический характер. С 1950-х годов исследования гляциальных селей ведёт также Институт географии Министерства образования и науки Республики Казахстан. После 1950 г. данные о селях становятся полными и достоверными. С 1973 г. в Казахстане работает специализированная организация «Казселезащита» Комитета по чрезвычайным ситуациям Министерства внутренних дел Республики Казахстан одна из задач которой — наблюдения за селями. Материалы этих организаций использованы при написании данной статьи. Данные о селях Казахстана обобщены в работе [2]. В ней приведены сведения о 481 селе различного генезиса на северном склоне Заилийского Алатау. Для анализа отобраны данные о 87 гляциальных селях в период с 1951 по 2019 г. Не включены в анализ сведения о селях объёмом менее 1 тыс. м³, так как такие сели обычно не документировались и данные о них непредставительны. К тому же их распространение ограничено уступами современных морен, а их доля в суммарном объёме селей составляет менее 1%.

Из описаний селей, приведённых в первоисточниках, выбирались сведения о дате, месте схода селя, причинах схода, объёме прорвавшегося озера, объёме селя, максимальном расходе и нанесённом ущербе. Гляциальный генезис селя устанавливался по результатам полевых исследований и анализа метеорологических условий. В качестве причин схода селя называли: поверхностный или подземный прорыв моренного озера, обрушение моренного склона и прорыв внутриморенного водоёма. Если первые три причины легко диагностируются специалистами, то прорыв подземного водоёма не столь очевиден и признаётся не всеми исследователями. Иногда эта причина схода селя называется, если ни одна из других причин не подтверждается. Формирование гляциальных селей в ряде случаев сопровождалось жидкими осадками. Однако они никогда не играли существенной роли, хотя могли

служить дополнительным источником увлажнения морен. Дело в том, что в условиях Заилийского Алатау дожди в гляциальной зоне бывают редко и не достигают большой интенсивности. Кроме того, любые осадки в этой зоне приводят к понижению температуры воздуха и уменьшению абляции льда, поэтому в нескольких случаях схода мелких селей, во время которых были жидкие осадки, генезис селей считался гляциальным.

Объём селя в соответствии с исследованием [8] определялся как объём селевых отложений без учёта жидкой составляющей. Измерялся он только для крупных и очень крупных селей тахеометрической съёмкой. Все гляциальные сели были грязекаменными [2]. Для этих селей характерна высокая плотность селевой массы (2200–2400 кг/м³), при которой доля жидкой составляющей в селевой массе не превышает 25% [8]. Расходы селей рассчитывались по данным о площади поперечного сечения селевого потока, полученным по следам максимального уровня потока на бортах русла, и скорости, рассчитанной по глубине потока и уклону русла [8]. Для селей объёмом менее 100 тыс. м³ объёмы и расходы селей определялись очень редко. Такие сели в работе [2] было предложено делить по объёмам на следующие категории: очень мелкие (< 1 тыс. м³), мелкие (1–10 тыс. м³) и средние (10–100 тыс. м³). Соответственно сели объёмом от 100 до 1000 тыс. м³ считаются крупными, а сели объёмом более 1 млн м³ — очень крупными. Очень мелкие сели в данной работе не учитывались. Для расчётов суммарных объёмов мелких и средних селей использовался средний логарифмический объём диапазона. Он равен 3,3 тыс. м³ для мелких селей и 33 тыс. м³ — для средних селей. От использования среднего арифметического объёма пришлось отказаться из-за большой положительной асимметрии распределения объёмов селей. Данные об ущербах приведены согласно первоисточникам.

Хроника крупных гляциальных селей

До 1951 г. считалось, что в Заилийском Алатау ледники не могут вызвать разрушительный сел [9]. В работе [10] упоминаются как гляциальные небольшие сели 1927, 1938 и 1944 гг. С.П. Кавецкий [11] называл их «селевые потоки неливневого происхождения». Крупные гляциальные сели

Таблица 1. Наиболее крупные гляциальные сели

Дата	Бассейн реки	Селевой очаг	Объём воды в озере, тыс. м ³	Объём селя, млн м ³	Максимальный расход селя, м ³ /с	Ущерб
20.08.1951 г.	Киши Алматы	Морена ледника Туйыксу	20	0,2	Нет данных	Разрушены мосты
07.08.1956 г.			32	1,1	1000	Большие разрушения, человеческие жертвы
06.07.1958 г.	Есик	Озеро под ледником Жарсай	250	4,0	Нет данных	Уничтожен еловый лес в долине р. Есик
07.07.1963 г.			450	5,8	12 000	Уничтожено оз. Есик, большие разрушения, человеческие жертвы
15.07.1973 г.	Киши Алматы	Озеро под ледником Туйыксу	230	3,8	10 000	Большие разрушения, человеческие жертвы
19.08.1975 г.	Улкен Алматы	Морена под ледником Молодёжный	5	0,1	300	Разрушены мосты и дорога
03.08.1977 г.		Озеро под ледником Советов	88	6,0	11 000	Большие разрушения, человеческие жертвы
03.07.1977 г.	Есик	Озеро под ледником Жарсай	430	0,4	630	Отсутствует
21.06.1979 г.	Средний Талгар	Озеро под ледником Спортивный	82	0,3	340	Уничтожен альпинистский лагерь
23.07.1980 г.	Каскелен	Озеро № 16	290	2,0	500	Разрушены мосты, дорога
30.06.1982 г.	Есик	Морена ледника Жарсай	Нет данных	1,0	Нет данных	Отсутствует
07.08.1982 г.				0,5		Разрушены мосты
06.07.1993 г.	Средний Талгар	Озеро под ледником Безымянный	100	2,0	2000	Разрушены мосты, дорога, дома, ЛЭП
03.07.1994 г.	Улкен Алматы	Озеро под ледником Аршалы	Нет данных	0,1	500	Отсутствует
17.07.2014 г.	Средний Талгар,	Озеро под ледником Солнечный	50	0,3	300	Разрушены мосты, дорога, дома, ЛЭП
23.07.2015 г.	Каргалы	Озеро под ледником Каргалинский	80	0,15	40	Подтоплены жилые дома

в Заилийском Алатау стали отмечаться с 1951 г. Их характеристики приведены в табл. 1. Первый крупный гляциальный селя в Заилийском Алатау наблюдался 20 августа 1951 г. [12]. Сель сформировался в результате подземного прорыва моренного озера и обрушения склона морены ледника Туйыксу. Селевой поток вынес более 200 тыс. м³ каменных обломков и разрушил все мосты по долине р. Киши Алматы выше Медеу. По долине р. Киши Алматы 7 августа 1956 г. прошёл уже очень крупный гляциальный селя [13], который образовался при прорыве озера под ледником Туйыксу, сопровождавшимся обрушением морены и, возможно, опорожнением внутриморенной ёмкости. Объём этого селя — 1,1 млн м³, расход — 500–1000 м³/с. При сходе селя погибли люди, были разрушены жилые дома, мосты, дорога.

6 июля 1958 г. крупный гляциальный селя сформировался в долине р. Есик при прорыве озера под ледником Жарсай [14]. Прорыв на-

чался подземным путём, после обрушения кровли тоннеля он продолжился поверхностным путём. Объём озера составлял 250 тыс. м³, объём селя — 4 млн м³. Сель остановился в котловине завального оз. Есик, пройдя 13 км и уничтожив много елового леса на дне долины. Всего через пять лет 7 июля 1963 г. по тому же пути и сценарию здесь прошёл уже катастрофический селя [15]. Его объём — 5,8 млн м³. Расходы селевого потока достигали 7 000–12 000 м³. Котловина оз. Есик не смогла сдержать селя такого масштаба. Под напором волн высотой до 5,5 м, поднятых в озере селом, завальная плотина не выдержала. В ней образовался проран, через который озеро объёмом 18 млн м³ вытекло почти полностью, сформировав вторичный селя. Сель прошёл по всей долине р. Есик и вызвал разрушения в г. Есик на конусе выноса. В этот погожий воскресный день на озере было много отдыхающих, что и привело к большому числу жертв: некоторые эксперты оценивают их количество

до 500 человек. Также велик был и материальный ущерб, разрушены мосты, дороги, ЛЭП, дома.

Самым известным в Заилийском Алатау можно считать гляциальный сель 15 июля 1973 г. [16, 17]. Сель начался после прорыва моренного озера под ледником Туйыксу объёмом 230 тыс. м³. Прорывной паводок с расходом до 350 м³/с сформировал сель, в результате которого на дне широкой троговой долины ниже морены отложилось 140 тыс. м³ каменного материала. На пути селя оказалась каменная плотина, рассчитанная на задержку селя объёмом 35 тыс. м³, но, разрушив эту плотину, селевой поток ринулся в крутой и глубокий селевой врез, набирая объём и скорость. Через 15 минут, пройдя почти 8 км, сель обрушился в селехранилище перед плотиной Медеу. Его объём составил 3,8 млн м³, расход 10 000–13 000 м³/с. По пути сель разрушил ещё одну, на этот раз сквозную плотину. Селем был нанесён огромный материальный ущерб, разрушена турбаза «Горельник». Погибли десятки людей. Его смогла остановить только плотина Медеу, построенная всего за год до селя. Она спасла от разрушения юго-восточную часть г. Алматы. После селя 1973 г. высота плотины была наращена и ёмкость селехранилища увеличилась с 9,5 до 12 млн м³.

19 августа в 1975 г. произошёл прорыв озера под ледником Молодёжный в бассейне р. Улкен Алматы [18, 19]. Прорывной паводок трансформировался в сель в эрозионном врезе р. Кумбелсу. Сель объёмом более 100 тыс. м³ и расходом до 300 м³/с вышел в долину р. Улкен Алматы и прошёл по ней 8 км, разрушив мосты и дорогу. Всего через два года 3 августа 1977 г в очаге р. Кумбелсу сформировался уже катастрофический сель, который был вызван прорывом озера под ледником Советов [20]. Объём селя – 6,0 млн м³, расход – 10 000–11 000 м³/с. Селевые отложения заполнили дно долины р. Улкен Алматы на протяжении 6,5 км от устья р. Кумбелсу до выхода из гор. Сель разрушил три моста, автомобильную дорогу, ЛЭП, девять домов, повредил ГЭС и водопровод. Несколько человек погибло. В том же году, 3 июля, снова произошёл подземный прорыв озера под ледником Жарсай в бассейне р. Есик, который вызвал сель объёмом 400 тыс. м³ и расходом 630 м³/с [2].

21 июня 1979 г. в долине Среднего Талгара произошёл прорыв моренного озера под ледником Спортивный. Прорывной паводок с расходом 340 м³/с вызвал сель объёмом 110 тыс. м³, который

полностью разрушил альпинистский лагерь «Талгар» [2]. В бассейне р. Каскелен 23 июля 1980 г. при прорыве моренного озера № 16 объёмом 290 тыс. м³ образовался сель объёмом 2 млн м³ и расходом 500 м³/с. Сель разрушил мосты и несколько хозяйственных объектов. 5 июля 1986 г. это озеро снова прорвалось, образовав сель объёмом 80 тыс. м³ [2].

В 1982 г. 30 июня и 7 августа при обрушении склонов морены Жарсай в бассейне р. Есик образовались сели объёмом 1 и 0,5 млн м³ соответственно. Сель 30 июня остановился в котловине оз. Есик, а сель 7 августа дошёл до выхода из гор и разрушил два моста [2]. В бассейне р. Средний Талгар 6 июля 1993 г. произошёл подземный прорыв озера под ледником Безымянный, при котором образовался сель объёмом 2 млн м³ и расходом 2000 м³/с. Сель разрушил коммуникации по долине р. Талгар, дошёл до селехранилища недостроенной защитной плотины, повредив её, и по руслу р. Талгар прошёл через г. Талгар [2]. 3 июля 1994 г. в бассейне р. Улкен Алматы подземным путём прорвалось моренное озеро в истоках р. Аршалы, левого притока р. Озёрной. Объём селя – 100 тыс. м³, расход – 500 м³/с. Сель дошел до Большого Алматинского озера [2]. 17 июля 2014 г. по руслу Среднего Талгара снова прошёл крупный гляциальный сель, образовавшийся при подземном прорыве озера под ледником Солнечный (рис. 1). Его объём – 300 тыс. м³. Сель дошел



Рис. 1. Входное отверстие внутриморенного тоннеля, по которому произошёл прорыв озера под ледником Солнечный в 2014 г. Фото В.П. Капицы

Fig. 1. The tunnel where the lake under the Solnechny Glacier broke in 2014. Photo by V.P. Kapitsa



Рис. 2. Отложения гляциального селя перед защитной плотиной в Талгаре в 2014 г. Фото В.П. Благовещенского

Fig. 2. Glacial mudflow deposits in front of the protective dam in Talgar in 2014. Photo by V.P. Blagoveshchenskiy

до защитной плотины, разрушив дорогу и несколько производственных зданий (рис. 2).

По р. Каргалы 23 июля 2015 г. прошёл сель, образовавшийся при подземном прорыве моренного озера под ледником Каргалинский. Сель объёмом 150 тыс. м³ дошёл до выхода из гор и был остановлен защитной плотиной. Однако постселевый паводок, сбрасываемый через нерегулируемые шлюзы с расходом 30 м³/с, стал размывать старые селевые отложения на конусе выноса ниже плотины. В результате возник вторичный сель, прошедший по конусу выноса через пос. Карагайлы 5 км. Было повреждено 456 домов, разрушено семь мостов и 27 опор ЛЭП (рис. 3). Из опасной зоны было эвакуировано более 1000 человек.

Результаты исследований

Распределения числа и объёмов селей. Всего за 70-летний период наблюдений с 1950 по 2019 г. в бассейнах рек северного склона Заилийского Алатау зарегистрировано 87 гляциальных селей объёмом более 1000 м³. Из них 82% приходится на сели объёмом от 100 тыс. м³. Крупные и очень крупные сели объёмом более 100 тыс. м³ составляют 8% общего числа гляциальных селей, но на их долю приходится 97% суммарного объёма селей. Распределение числа селей разного



Рис. 3. Разрушения, вызванные селом в пос. Карагайлы в 2015 г. Фото В.П. Благовещенского

Fig. 3. Destruction caused by mudflow in the village of Karagailv in 2015. Photo by V.P. Blagoveshchenskiy

объёма имеет ярко выраженную положительную асимметрию, а распределение суммарных объёмов селей — столь же ярко выраженную отрицательную асимметрию (рис. 4).

Водная составляющая селей образуется преимущественно от таяния ледников. И хотя в ледниковой зоне иногда выпадают жидкие осадки, они не играют существенной роли в формировании гляциальных селей. Дело в том, что осадки в высокогорье Заилийского Алатау даже летом обычно выпадают в виде снега. При этом они сопровождаются понижением температуры воздуха и повышением облачности, что уменьшает абляцию ледников и ледникового стока. Поскольку непосредственно ледниковый сток не обеспечивает селеформирующих расходов [10], для формирования селей необходимо, чтобы сначала произошло накопление талых вод в озере или во внутриледниковой полости, или в порах моренного грунта. Только быстрое высвобождение накопившихся водных масс способно дать импульс селеобразованию. Поэтому объём селя в значительной мере зависит от механизма прорыва водной массы [21].

По механизму образования гляциальные сели делятся на сели, формирующиеся: при спуске ледниковых озёр, при спуске воды из внутриледниковых емкостей, при обрушении обводнённых массивов морен. Случаев образования селей при обрушениях в озеро ледников или горных обвалов, описанных в других горных

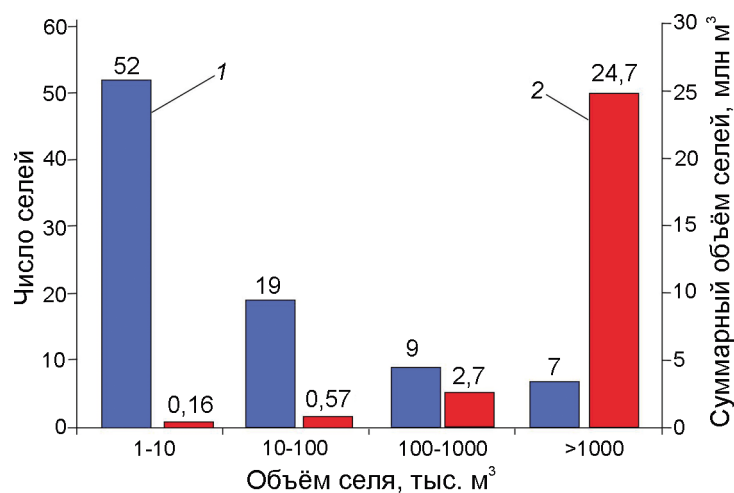


Рис. 4. Распределение числа (1) и суммарного объема (2) гляциальных селей по градациям объема селей за период 1950–2019 гг.

Fig. 4. Distribution of the amount (1) and the total volume (2) of glacial mudflows according to mudflow volume for the period 1950–2019

районах [7, 22], в Заилийском Алатау не наблюдалось. Сели, образующиеся при прорывах поверхностных и подземных водоёмов, относятся к прорывным гляциальным селям. Такие сели могут быть очень крупными, поэтому они очень опасны. В Заилийском Алатау все семь селей объемом более 1 млн м³ – прорывные. Из них шесть селей сформировались при прорывах озёр и только один сель – при прорыве подземного водоёма. Наиболее опасные – поверхностные прорывы озёр. Образующиеся при этом сели отличаются наибольшими объемами и расходами. Их объёмы в Заилийском Алатау достигали 5,6 млн м³, а расходы – 10 000 м³/с. Катастрофические сели 1963 г. на р. Есик, 1973 г. на р. Киши Алматы и 1977 г. на р. Улкен Алматы обусловлены поверхностными прорывами озёр. Это связано с тем, что разрушение озёрной перемычки с образованием поверхностного стока вызывает особенно быстрое опорожнение озера. При этом происходит быстрое углубление канала стока и

нарастание расхода прорывного паводка. При обрушениях морен обычно образуются мелкие сели и редко – средние по объёму сели.

Внутригодовая изменчивость активности гляциальных селей. Самый ранний в сезоне гляциальный сель отмечен 3 июня 1977 г., а самый поздний – 4 сентября 1959 г. Если рассмотреть число гляциальных селей, случившихся в ту или иную декаду летнего сезона, то окажется, что с первой декады июня до второй декады июля происходит медленное увеличение частоты схода селей (рис. 5). Во вторую декаду июля активность гляциальных селей резко возрастает. На эту декаду приходится 24% общего числа селей за год. В следующие три декады – с 21 июля по 20 августа – селевая активность снижается, но остаётся достаточно высокой. Всего на период с 1 июля по 20 августа приходится 79% общего числа гляциальных селей. После 20 августа число гляциальных селей резко сокращается и составляет всего два селя в декаду.

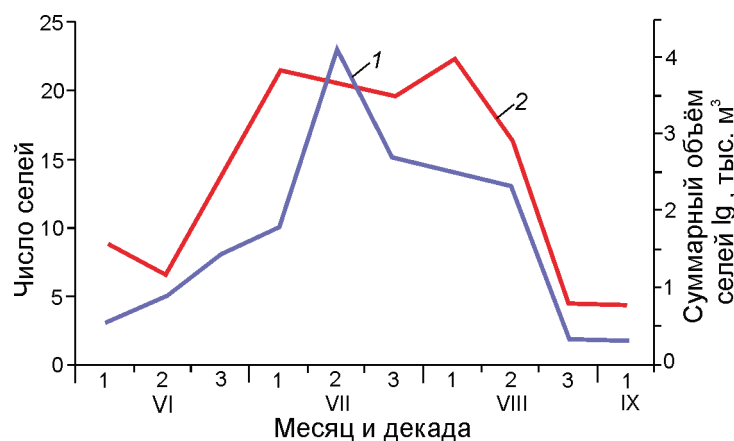


Рис. 5. Число (1) и суммарный годовой объём (2) гляциальных селей, сошедших в разные декады летнего сезона за период 1950–2019 гг.

Fig. 5. Distribution of the total number (1) and the total annual volume (2) of glacial mudflows occurred during different ten-days of the summer season for the period 1950–2019

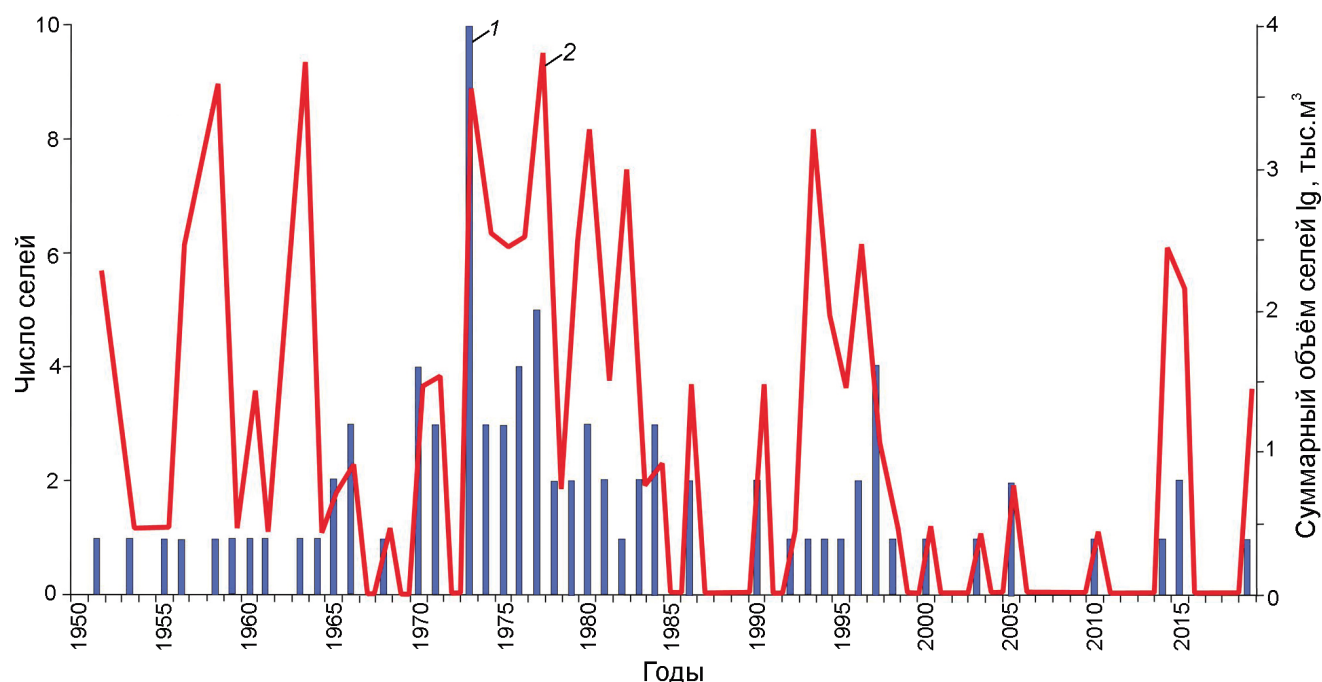


Рис. 6. Изменение числа (1) и суммарного годового объёма (2) гляциальных селей по годам за период 1950–2019 гг.
Fig. 6. Change in the total annual number (1) and the total annual volume (2) of glacial mudflows for 1950–2019

Внутригодовое распределение общего объёма гляциальных селей несколько отличается от распределения числа селей (см. рис. 5). До 1 июля сходят только мелкие сели, и суммарный объём селей за декаду в это время не превышает 2% общего объёма селей. Все крупные сели (95% суммарного объёма) сходили в период с 1 июля по 10 августа. Максимальный декадный объём селей приходится на первую декаду августа – 39% суммарного объёма. Во второй декаде августа объём селей составляет всего 4%, а в период с 21 августа по 10 сентября он не превышает 1%. Эти особенности внутригодового распределения активности гляциальных селей тесно связаны с температурным режимом воздуха и грунтов в гляциальной зоне. В середине июля происходит резкий рост дневных температур воздуха. В конце июля температуры воздуха достигают максимальных значений, а в начале августа отмечается максимальная глубина протаивания мёрзлых грунтов на моренах.

Межгодовая изменчивость активности гляциальных селей. Отсутствие данных о гляциальных селях до 1951 г. обычно объясняют тем, что в это время наблюдения за селями проводились эпизодически и не охватывали высокогорную зону. Однако, если бы в это время случа-

лись сели, сходные по масштабу с селями 1963 г. в Есике, 1973 г. в Киши Алматы или 1977 г. в Улкен Алматы, то они были бы зафиксированы. Поэтому можно утверждать, что до 1951 г. особенно крупных гляциальных селей в Заилийском Алатау не было. Это позволяет сделать заключение, что до 1950-х годов активность гляциальных селей была низкой. С 1951 г. селевая активность увеличилась. С 1951 по 1965 г. за 15 лет было 10 лет с селями (рис. 6). При этом в год сходило только по одному селю. С 1965 г. активность гляциальных селей стала нарастать и достигла максимума в 1973 г., когда за год было 10 селей. После 1984 г. частота схода селей снижается и это продолжается до конца 1990-х годов. В первую декаду XXI в. селевая активность продолжает оставаться низкой. С 1998 по 2013 г. из 15 лет 11 лет были без селей. В год сходило по одному селю, и только в 2005 г. было отмечено два селя. С 2013 г. наметилась тенденция увеличения частоты схода гляциальных селей. За шесть лет без селей было только три года.

Многолетнюю изменчивость объёмов гляциальных селей понять непросто (см. рис. 6). Повышение годовых суммарных объёмов селей наблюдается уже с 1951 г. Пик показателя селевой активности приходится на 1963–1977 гг.

Они достигают максимальных значений — 5,8 и 6,3 млн м³ в 1963 и 1977 гг. соответственно. Волна повышенной селевой активности продолжалась до 1996 г. На этом фоне наблюдалось два периода спада селевой активности: в 1965–1972 и 1985–1992 гг. После 1996 г. годовые объёмы селей резко снижаются. С 1996 до 2013 г. суммарные объёмы селей остаются на низком уровне — всего 3–6 тыс. м³. С 2014 г. наблюдается увеличение годовых суммарных объёмов гляциальных селей. В 2014 и 2015 г. они составляли 300 и 153 тыс. м³ соответственно. Это увеличение могло быть значительно большим, если бы «Казселезащита» не проводила активных работ по превентивному опорожнению прорывоопасных озёр. Именно благодаря этим мероприятиям в период между 2010 и 2019 гг. удалось предотвратить сход, по крайней мере, трёх крупных селей.

Такой характер многолетних изменений активности гляциальных селей невозможно объяснить изменениями климата, поскольку в период с 1950 по 2019 г. наблюдалось устойчивое повышение температуры воздуха и сокращение ледников. Снижение числа гляциальных селей и уменьшение их суммарных годовых объёмов вызвано уменьшением числа прорывоопасных озёр после их многочисленных прорывов в 1950–80-е годы. Новые прорывоопасные озёра пока не успели появиться. Однако в последние годы активность гляциальных селей повышается и вероятно будет продолжаться в ближайшее время. Сейчас происходит рост приледниковых моренных озёр, граничащих с краями ледников, за счёт отступления ледников. Это особенно заметно в бассейнах рек Турген и Улкен Алматы. Поэтому необходим постоянный мониторинг наполнения моренных озёр и устойчивости озёрных перемычек. Мониторинг должен проводиться автоматическими станциями и по космическим снимкам.

Селезащитные мероприятия. Для защиты от селей в Казахстане в 1973 г. была создана специализированная организация «Казселезащита», которая в настоящее время входит в структуру Комитета по чрезвычайным ситуациям МВД Республики Казахстан. Основные защитные объекты — селезадерживающие плотины, а мероприятия — профилактические опорожнения прорывоопасных моренных озёр [23]. Всего в Заилийском Алатау построено 14 селезащитных пло-

Таблица 2. Селезащитные плотины в Заилийском Алатау

Долина реки	Тип плотины	Высота, м	Ёмкость селехранилища, млн м ³
Есик	Сквозная железобетонная	13	1,5
	Сплошная каменная	48	12,8
Кайназар	Сплошная железобетонная	8,6	0,267
		5,5	0,144
Рахат		5,5	0,107
Киши Алматы «Мынжылкы»	Сплошная каменная	23	0,25
Киши Алматы «Сарысай»	Сплошная железобетонная	8	0,1
Киши Алматы «Медеу»	Сплошная каменная	150	12,6
Киши Алматы «Лесничество»	Сквозная стальная	6	0,1
Талгар	Сплошная железобетонная	45	8,5
Улкен Алматы		40	14,5
Каргалы		28,8	1,2
Каскелен	Сквозная железобетонная	19,8	2,2
Узынкаргалы	Сплошная каменная	34	1,46

тин различной конструкции: сплошные каменные и железобетонные, а также сквозные железобетонные и стальные (табл. 2). Они защитили г. Алматы в 1973 г., г. Талгар — в 1993 и 2014 г., пос. Карагайлы — в 2015 г. В настоящее время планируется построить ещё две плотины: одну в долине р. Аксай и одну в долине р. Улкен Алматы.

Сплошные селезадерживающие плотины — наиболее надёжное средство защиты от селей. Однако в процессе эксплуатации был установлен один существенный их недостаток — они не предотвращают формирование вторичных селей, возникающих при прохождении постселевых паводков ниже плотин. Чтобы такого не случилось, необходимо оборудовать плотины регулирующими шлюзами. Сквозные плотины не всегда выполняют свою защитную роль. В Заилийском Алатау с 1973 г. селями были разрушены четыре сквозные плотины.

Превентивное опорожнение моренных озёр проводится в Заилийском Алатау с 1964 г. [23]. В Казахстане сотрудниками «Казселезащиты» проведено опорожнение более 20 озёр. Особенно активно эти работы ведут с 2016 г. В настоящее время проводится опорожнение восьми озёр. Для откачки воды используют насосы,



Рис. 7. Опорожнение ледникового оз. Каргалы в 2019 г. Фото В.П. Благовещенского

Fig. 7. Emptying the Kargaly glacial lake in 2019. Photo by V.P. Blagoveshchenskiy

смонтированные на плавучих платформах, и сифоны диаметром 200 мм (рис. 7). Поверхностные каналы прокладываются с использованием мини-экскаваторов и мини-бульдозеров. Техника доставляется на место работ вертолётами.

В 2019 г. в результате превентивного опорожнения удалось предотвратить прорыв моренного озера под ледником Каргалы в одномимённом бассейне. Это озеро уже прорывалось по подземному каналу в 2015 г, что привело к формированию селя объёмом 150 тыс. м³. Сель был остановлен на выходе из гор защитной дамбой. В 2019 г. озеро вновь начало наполняться. Уровень воды поднимался со скоростью около 10 см в день. К середине июня объём озера достиг 77,2 тыс. м³, а уровень поднялся до гребня озёрной перемычки. Чтобы не допустить прорывы озера, были предприняты работы по снижению его уровня. Откачку воды через озёрную перемычку вели шестью насосами производительностью 360 л/с, установленными на плавучих платформах (см. рис. 7), и сифоном диаметром 200 мм. Кроме того, экскаватором был прорыт эвакуационный канал глубиной 2,5 м. За период с 6 июня по 13 августа из озера было сброшено 1,6 млн м³ воды. В результате уровень воды в озере был понижен на 3,7 м. Объём озера при этом уменьшился на 42 тыс. м³. 14 августа озеро всё-таки прорвалось, но из-за невысокого давления воды в подземном канале расход прорывного паводка не превышал 4 м³/с. Пример-

но с таким же расходом наносоводный паводок пришёл в селехранилище перед защитной дамбой, где и остановился.

В 2019 г. превентивное опорожнение проводилось ещё на шести озёрах Заилийского Алатау. Во время этих работ было сброшено 4,6 млн м³ воды. В этот же год началось развёртывание сети автоматизированного мониторинга селевой опасности на реках Киши Алматы, Улкен Алматы, Каргалы и Аксай, по которым сходят сели, угрожающие г. Алматы [24]. В эту сеть входят станции мониторинга на восьми моренных озёрах, шесть станций в очагах формирования дождевых селей, десять станций в селевых руслах и пять станций на селезащитных дамбах. Данные с автоматических станций будут поступать на диспетчерские пункты «Казселезащиты» и в Департамент по чрезвычайным ситуациям г. Алматы. Работы будут завершены в 2020 г. В дальнейшем автоматизированный мониторинг селевой опасности будет развёрнут во всех селеопасных долинах Заилийского Алатау.

Заключение

В Заилийском Алатау гляциальные сели, образующиеся при прорывах моренных озёр, более опасны, чем дождевые сели. С 1900 по 2019 г. из девяти селей, имевших объём более 1 млн м³, семь селей были прорывными гляциальными. Максимальный объём зарегистрированного гляциального селя — 6 млн м³. От общего числа селей гляциальные составляют около 25%, но на их долю приходится почти 50% суммарного объёма. Среди гляциальных селей по числу преобладают мелкие и средние сели объёмом менее 100 тыс. м³. На крупные и очень крупные сели с объёмами более 100 тыс. м³ приходится только 8% общего числа гляциальных селей, но их суммарный объём, равный 27,4 млн м³, составляет 97% объёма всех гляциальных селей. Самые мощные сели образуются при поверхностных прорывах моренных озёр.

В летний сезон максимум активности гляциальных селей (95% их суммарного объёма) отмечается с 1 июля по 10 августа, когда в гляциальной зоне регистрируются максимальные температуры воздуха, интенсивная абляция ледников и активизация термокарстовых процес-

сов на озёрных перемычках. Все сели объёмом более 100 тыс. м³ сходили именно в этот период. Такую особенность необходимо учитывать при планировании противоселевых мероприятий.

В первой половине XX в. крупных гляциальных селей в Заилийском Алатау не отмечено. Увеличение активности гляциальных селей началось в 1950-е годы и достигло максимума в 1963–1977 гг. Затем последовал период уменьшения селевой активности, продолжавшийся до 2013 г. Это объясняется тем, что к концу XX – началу XXI в. многие моренные озёра уже исчезли. Однако в последние годы снова наметилась тенденция повышения селевой активности, что может быть связано с появлением новых озёр и увеличением размеров старых при отступании ледников, скорость сокращения которых увеличивается.

В формировании гляциальных селей большую роль играют геологические и геокриологические условия ледниково-моренных комплексов, поэтому качественный прогноз гляциальных селей невозможен без мониторин-

га наполнения озёр и состояния грунтов озёрных перемычек с помощью автоматических станций. Надёжным средством защиты от селей служат селезадерживающие дамбы, но они должны быть оборудованы устройствами для регулируемого пропуска постселевых паводков, чтобы не допустить образования вторичных селей ниже дамбы. Превентивное опорожнение прорывоопасных моренных озёр – эффективная мера по предотвращению формирования гляциальных селей, позволившая с 2010 по 2019 г. предотвратить прорывы трёх озёр.

Благодарности. Работа выполнена при поддержке Комитета науки Министерства образования и науки Республики Казахстан по проекту «Селебезопасность Республики Казахстан» № AP05132214.

Acknowledgements. This work was supported by Committee of Science of Ministry Education and Science of the Republic of Kazakhstan project «Mudflow safety of the Republic of Kazakhstan» № AP05132214.

Литература

1. Medeu A.R., Blagoveshchenskiy V.P., Gulyayeva T.S., Ranova S.U. Debris flow activity in Trans-Ili Alatau in 20th – early 21st centuries // Geogr. Nat. Resour. 2019. № 40. P. 292–298. <https://doi.org/10.1134/S1875372819030120>.
2. Медеу А.Р., Баймолдаев Т.А., Киренская Т.Л. Селевые явления Юго-Восточного Казахстана: Антология селевых явлений и их исследования. Алматы: Наука, 2016. 575 с.
3. 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.
4. 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. V. 57. № 71. P. 382–394. doi: 10.3189/2016AoG71A575.
5. Медеу А.Р., Токмагамбетов Т.Г., Кокарев А.Л., Ерисковская Л.П., Киренская Т.Л., Плеханов П.А., Плеханова Н.С. О влиянии гляциологических и гидрометеорологических условий на гляциальную опасность Заилийского Алатау // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 2. С. 261–268. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2017-2-261-268>.
6. Капица В.П., Усманова З.С., Северский И.В., Благовещенский В.П., Касаткин Н.Е., Шахгеданова М.В. Ледниковые озера Иле (Заилийского) Алатау: состояние, современные изменения, вероятные риски // Геориск. 2018. № 3. С. 68–78.

References

1. Medeu A.R., Blagoveshchenskiy V.P., Gulyayeva T.S., Ranova S.U. Debris flow activity in Trans-Ili Alatau in 20th – Early 21st Centuries. Geogr. Nat. Resour. 2019, 40: 292–298. <https://doi.org/10.1134/S1875372819030120>.
2. Medeu A.R., Baymoldayev T.A., Kirenskaya T.L. Selevyye yavleniya Yugo-Vostochnogo Kazakhstana: Antologiya selevykh yavleniy i ikh issledovaniya. Mudflow phenomena of South-East Kazakhstan: Anthology of mudflow phenomena and their research. Almaty: Nauka, 2016: 575 p. [In Russian].
3. Kokarev A.L., Shesteroval I.N. Change of glacier systems of the northern slope of Trans-Ili Alatau at the second half XX and the beginning XXI cc. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2011, 4 (116): 39–46. [In Russian].
4. Severskiy I., Vilesov E., Armstrong R., Kokarev A., Kogutenko L., Usmanova Z., Morozova V., Raup B. Changes in glaciations of the Balkhash–Alakol basin, Central Asia, over recent decades. *Annals of Glaciology*. 2016, 57 (71): 382–394. doi: 10.3189/2016AoG71A575.
5. Medeu A.R., Tokmagambetov T.G., Kokarev A.L., Erisikovskaya L.A., Kirenskaya T.L., Plekhanov P.A., Plekhanova N.S. Effect of glaciological and hydro-meteorological conditions on the glacial danger in Zailiysiy Alatau. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2017, 57 (2): 261–268. [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2017-2-261-268>.
6. Kapitsa V.P., Usmanova Z.S., Severskiy I.V., Blagoveshchenskiy V.P., Kasatkin N.E., Shakhgedanova M.V. Glacial lakes of Ile (Trans-Ili) Alatau: state, recent changes, probability risks. *Georisk*. 2018, 3: 68–78. [In Russian].
7. Bolch T., Peters J., Yegorov A., Pradhan B., Buchroithner M., Blagoveshchenskiy V. Identification of potential-

7. Bolch T., Peters J., Yegorov A., Pradhan B., Buchroithner M., Blagoveshchensky V. Identification of potentially dangerous glacial lakes in the northern Tien Shan // *Natural Hazards*. 2011. № 59 (3). P. 1691–1714.
8. Руководство по изучению селевых потоков. Л.: Гидрометеиздат, 1976. 144 с.
9. Пальгов Н.Н. Катастрофические паводки на ледниковых реках Заилийского Алатау // *Изв. Всес. геогр. об-ва*. 1947. Т. 79. Вып. 2. С. 175–187.
10. Токмагамбетов Г.А., Судаков П.А., Плеханов П.А. Гляциальные сели Заилийского Алатау и пути их прогноза // *МГИ*. 1980. Вып. 39. С. 97–101.
11. Кавецкий С.П., Смирнов И.П. Селевые паводки неливневого происхождения // *Тр. КазНИГМИ*. 1957. Вып. 9. С. 43–52.
12. Черкасов П.А. Грязе-каменный поток в долине Малой Алматинки // *Изв. АН КазССР. Сер. геол.* 1953. № 121. Вып. 16. С. 118–120.
13. Виноградов Ю.Б. Гляциальные прорывные паводки и селевые потоки. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 55 с.
14. Попов Н.В. Прорывные гляциальные сели и борьба с ними в горах Северного Тянь-Шаня // *МГИ*. 1987. Вып. 59. С. 189–195.
15. Кавецкий С.П., Калмынкина Е.М. Сель на р. Иссык 7 июля 1963 года // *Вестн. МГУ. Сер. География*. 1964. № 2. С. 77–80.
16. Флейшман С.М., Моссаковская И.А., Перов В.Ф. Алматинский сель 15 июля 1973 г. // *Вестн. МГУ. Сер. География*. 1974. № 2. С. 35–39.
17. Виноградов Ю.Б., Хонин Р.В., Земс А.Э. Селевой поток 15 июля 1973 г. на Малой Алматинке // *Селевые потоки*. 1976. № 1. С. 60–73.
18. Киренская Т.Л., Степанов Б.С., Хонин Р.В. Селевой поток в бассейне реки Большая Алматинка 19 августа 1975 г. // *Селевые потоки*. 1977. № 2. С. 115–119.
19. Плеханов П.А. Гляциальный сель 19 августа 1975 года в бассейне р. Б. Алматинки // *Снежные лавины и ледники Казахстана*. Алма-Ата: Наука, 1977. С. 144–154.
20. Лантев В.И. Описание селевого потока 3–4 августа 1977 г. в бассейнах рек Кумбельсу и Большой Алматинки // *Селевые потоки*. 1990. № 5. С. 55–59.
21. Walder J.S., Costa J.E. Outburst floods from glacier-dammed lakes: the effect of mode of lake drainage on flood magnitude // *Earth Surface Processes and Landforms*. 1996. № 21. P. 701–723.
22. Hubbard B., Heald A., Reynolds J.M., Quincey D.J., Richardson S.D., Zapata M., Santillan N., Hambrey M.J. Impact of a rock avalanche on a moraine-dammed proglacial lake: Laguna Safuna Alta, Cordillera Blanca, Peru // *Earth Surface Processes and Landforms*. 2005. № 30. P. 1251–1264.
23. Безопасность и контроль гляциальных селей в Казахстане. Алматы: Гылым, 1998. 102 с.
24. Медеу А.Р., Благовещенский В.П., Ранова С.У., Степанов Б.С., Аскарова М.А. Концепция проектируемого мониторинга селевой опасности в Иле Алатау // *Геориск*. 2018. № 3. С. 16–22.
- ly dangerous glacial lakes in the northern Tien Shan. *Natural Hazards*. 2011, 59 (3): 1691–1714.
8. *Rukovodstvo po izucheniuyu selevykh potokov*. Guide to the study of mudflows. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1976: 144 p. [In Russian].
9. Palgov N.N. Catastrophic floods on the glacial rivers of Zailiysky Alatau. *Izvestiya Vsesoyuznogo geograficheskogo obshchestva*. News of the All-Union Geographical Society. 1947, 79 (2): 175–187. [In Russian].
10. Tokmagambetov G.A., Sudakov P.A., Plekhanov P.A. Glacial mudflows of Trans-Ili Alatau and ways of their forecast. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1980, 39: 97–101. [In Russian].
11. Kavetskiy S.P., Smirnov I.P. Mudflows of non-rain origin. *Trudy KazNIGMI*. Proc. of KazNIGMI. 1957, 9: 43–52. [In Russian].
12. Cherkasov P.A. Mudflow in the Malaya Almatinka valley. *Izvestiya Akademii nauk Kazakhskoy SSR. Seriya geologii*. News of the Academia of Sciences of Kazakh SSR. Geology Series. 1953, 121 (16): 118–120. [In Russian].
13. Vinogradov Yu.B. *Glyatsialnye proryvnye pavoiki i seli*. Glacial outburst floods and mudflows. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1977: 55 p. [In Russian].
14. Popov N.V. Glacial outburst mudflows and protection measures in the mountains of Northern Tien-Shan. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1987, 59: 189–195. [In Russian].
15. Kavetskiy S.P., Kalmynkina E.M. Mudflow at the Issyk river July 7 1963. *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya geografiya*. News of Moscow State University. Series Geography. 1964, 2: 77–80. [In Russian].
16. Fleyshman S.M., Mossakovskaya I.A., Perov V.F. Almaty's mudflow July 15 1973. *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya geografiya*. Bulletin of Moscow State University. Series Geography. 1974, 2: 35–39. [In Russian].
17. Vinogradov Yu.B., Khonin R.V., Zems A.E. Mudflow July 15 1973 on Malaya Almatinka. *Selevyeye potoki*. Mudflows. 1976, 1: 60–73. [In Russian].
18. Kirenskaya T.L., Stepanov B.S., Khonin R.V. Mudflow in the basin of the Bolshaya Almatinka river 19 August 1975. *Selevyeye potoki*. Mudflows. 1977, 2: 115–119. [In Russian].
19. Plekhanov P.A. Glacial mudflow 19 August 1975 in the basin of the Bolshaya Almatinka river. *Snezhnyye laviny i ledniki Kazakhstana*. Snow avalanches and glaciers of Kazakhstan. Alma-Ata: Nauka, 1977: 144–154. [In Russian].
20. Laptev V.I. Description of mudflow 3–4 August 1977 in the basins of the Kumbelsu and Bolshaya Almatinka rivers. *Selevyeye potoki*. Mudflows. 1990, 5: 55–59. [In Russian].
21. Walder J.S., Costa J. E. Outburst floods from glacier-dammed lakes: the effect of mode of lake drainage on flood magnitude. *Earth Surface Processes and Landforms*. 1996, 21: 701–723.
22. Hubbard B., Heald A., Reynolds J.M., Quincey D.J., Richardson S.D., Zapata M., Santillan N., Hambrey M.J. Impact of a rock avalanche on a moraine-dammed proglacial lake: Laguna Safuna Alta, Cordillera Blanca, Peru. *Earth Surface Processes and Landforms*. 2005, 30: 1251–1264.
23. *Bezopasnost' i kontrol' glyatsialnykh seley v Kazakhstane*. Safety and control of glacial mudflows in Kazakhstan. Almaty: Gylym, 1998: 102 p. [In Russian].
24. Medeu A.R., Blagoveshchenskiy V.P., Ranova S.U., Stepanov B.S., Askarova M.A. Conception of designed mudflow danger monitoring in Ile Alatau. *Georisk*. 2018, 3: 16–22. [In Russian].

Подземные льды и наледи

УДК 551.345

doi: 10.31857/S2076673420020036

Гетерогенное строение полигонально-жильных льдов в торфяниках Пур-Тазовского междуречья

© 2020 г. Я.В. Тихонравова^{1,7*}, Е.А. Слагода¹⁻³, В.В. Рогов^{1,2,4}, В.И. Бутаков^{1,3},
А.В. Лупачёв⁵, А.О. Кузнецова¹, Г.В. Симонова⁶

¹Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, Тюмень, Россия; ²Тюменский государственный университет, Тюмень, Россия;
³Тюменский индустриальный университет, Тюмень, Россия; ⁴Московский государственный университет имени
М.В. Ломоносова, Москва, Россия; ⁵Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, г. Пушкино,
Московская область, Россия; ⁶Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия;
⁷Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Якутск, Россия
*tikh-jana@yandex.ru

Heterogeneous ices in ice wedges structure on the Pur-Taz interfluvial peatlands of the north of West Siberia

Ya.V. Tikhonravova^{1,7*}, E.A. Slagoda¹⁻³, V.V. Rogov^{1,2,4}, V.I. Butakov^{1,3},
A.V. Lupachev⁵, A.O. Kuznetsova¹, G.V. Simonova⁶

¹Earth Cryosphere Institute Tyumen Scientific Centre, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Tyumen, Russia; ²Tyumen State
University, Tyumen, Russia; ³Industrial University of Tyumen, Tyumen, Russia; ⁴Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia;
⁵Institute of Physicochemical and Biological Problems at Soil Science, Russian Academy of Sciences, Moscow region, Pushchino, Russia;
⁶Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Tomsk, Russia;
⁷Melnikov Permafrost Institute, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Yakutsk, Russia
*tikh-jana@yandex.ru

Received August 13, 2018 / Revised June 6, 2019 / Accepted September 19, 2019

Keywords: Arctic peatland, closed-cavity ice, hydrochemistry, ice wedge, infiltrated-segregated ice, methane, segregated ice, radiocarbon age, texture and structure of ice.

Summary

Structure of arctic peatlands with massive ice and structure-forming ice were studied in drained lake («khasyrey») of the Pur-Taz interfluvial (the north of West Siberia). The period of accumulation of two-meter thickness of the peat was established to be changed from 8413±90 to 897±90 years BP. Composition of the peat deposits is represented by *Betula nana*, *Sphagnum* sp., *Vaccinium oxycoccos*, *Eriophorum* sp., *Equisetum* sp. The massive ice is represented by ice wedges with large shoulders and young ice wedges. The central part of the ice wedge is composed by recrystallized crystals of ice veins. Melting zones (elongated crystals of segregated ice and closed-cavity ice) were found in the shoulders of the ice wedge and in the upper part of the young ice wedge. Young ice wedges in the central and lateral parts the main wedge have a similar structure in the cross-section, but they are built by different genetic types of ice: the ice veins or closed-cavity ice with segregated ice. Ice-rich peat contains different types of ice inclusions and subhorizontal ice belts and ice lenses. Ice lenses in the peat can be formed by the segregated ice and/or infiltrated-segregated ice. The hydrochemical composition of the ice wedges, ice lenses, surface water samples and the aqueous extract from peat was analyzed. Hydrochemical analysis did show that polygonal-core ice has basically similar composition with the present-day atmospheric precipitation and surface waters of the polygonal bath; in the area of the shoulder – the composition is intermediate between the ground waters of peat and the central part of the vein. The hydrochemical composition of the ice lenses is similar to the composition of the lake water and peat underlying the active layer. The methane concentrations and its distribution within the ice wedges, peat and lens ice were determined. The closed-cavity ice doesn't contain methane; the ice wedges with ice veins have minimal methane concentrations; large ice lenses have differentiation of methane concentrations. High concentrations of methane are typical for the frozen peat with inclusions of closed-cavity ice in the uppermost part of permafrost layer; the maximum methane concentration was determined inside the peat with ice lenses. The heterogeneous ices inside the ice wedges, distribution of hydrochemical compounds and methane distribution were conditioned by dynamics of the melting depth during the peatland formation under changing climate of the Holocene in the Arctic.

Citation: Tikhonravova Ya.V., Slagoda E.A., Rogov V.V., Butakov V.I., Lupachev A.V., Kuznetsova A.O., Simonova G.V. Heterogeneous ices in ice wedges structure on the Pur-Taz interfluvial peatlands of the north of West Siberia. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2020. 60 (2): 225–238. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673420020036.

Поступила 13 августа 2018 г. / После доработки 6 июня 2019 г. / Принята к печати 19 сентября 2019 г.

Ключевые слова: арктический торфяник, гидрохимия, инфильтрационно-сегрегационный лёд, метан, полигонально-жильный лёд, радиоуглеродные датировки, сегрегационный лёд, структурно-текстурные характеристики льда, термокарстово-полостной лёд, элементарные жилки льда.

Изучены состав и строение голоценового торфяника возрастом от 8413 ± 90 до 897 ± 90 радиоуглеродных лет. В строении жилы установлены генетически разные типы льда: элементарные жилки, термокарстово-полостной, сегрегационный. Определены химический состав водно-растворимых соединений, а также концентрация метана во льду и торфе, которая связана с динамикой глубины протаивания в условиях меняющегося климата в голоцене.

Введение

Наиболее распространённый тип залегающего подземного льда в криолитозоне — полигонально-жильный лёд, формирование которого обусловлено процессом морозобойного растрескивания верхней части толщи вместе с другими криогенными процессами: термокарстом, термоэрозией и др. Именно поэтому в строении ледяных жил участвуют разные по генезису типы льда: элементарные жилки, конжеляционные и сегрегационные льды, что неоднократно отмечалось в литературе [1]. В современных научных публикациях достаточно мало материалов, посвящённых участию разных типов льда в составе полигонально-жильного льда, особенно на основе изучения структурно-текстурных особенностей льда и других признаков его генезиса. Вместе с тем их соотношение позволяет установить не только последовательность образования жилы, но и первичность, и вторичность процессов, участвующих в её формировании.

Так, появление элементарных жилок льда связано с образованием трещин при охлаждении поверхности с последующим затеканием и замерзанием главным образом талых снеговых вод в морозобойных трещинах весной [2, 3]. Сегрегационный лёд формируется из слабосвязанной грунтовой воды и образует различные криогенные текстуры в мёрзлой толще [4–6]. Инфильтрационно-сегрегационный лёд связан с медленным промерзанием обводнённого грунта в чаше оттаивания за счёт инфильтрации воды из озера [7] или обводнённого основания сезонно-талого слоя. К подземным льдам относят также термокарстово-пещерные льды [2]. Авторы настоящей статьи считают, что льды, формирующиеся в небольших полостях протаивания,

лучше называть термокарстово-полостными, поскольку отмечены значительные отличия их строения [4] от пещерных льдов.

Исследование структуры полигонально-жильного льда имеет большое значение для палеогеографических реконструкций в криолитозоне, так как лёд весьма чувствителен к изменениям условий среды и экзогенных процессов. Выделение различных типов льда в составе жилы имеет значение и при интерпретации данных об изотопном составе. Например, участие сегрегационного льда в строении жилы не позволяет правильно оценить палеотемпературу по изотопам кислорода и водорода [8].

Задачи нашего исследования — определить структурно-текстурные характеристики для разных элементов строения полигонально-жильного льда, типов льда и выявить связи их образования с изменениями условий накопления торфяника в криолитозоне («арктического торфяника», по С.М. Фотиеву [9]).

Район и методы исследований

Для Пур-Тазовского междуречья характерны плоская, слаборасчленённая поверхность, высокая заозёрность, широкое распространение плоско- и выпуклобугристых торфяников в хасырях и долинах рек [10]. Плоскобугристый полигональный торфяник с абсолютной высотой поверхности около 7 м и относительным превышением над уровнем близлежащего озера 1–2 м был изучен в хасырее междуречья в подзоне южных тундр [11]. Здесь расчисткой В8 ($67^{\circ}20'14,8''$ с.ш., $078^{\circ}55'47,1''$ в.д.) был вскрыт лёд клиновидной формы (рис. 1, А) с видимым вертикальным размером 1,7 м. Из мёрзлой толщи

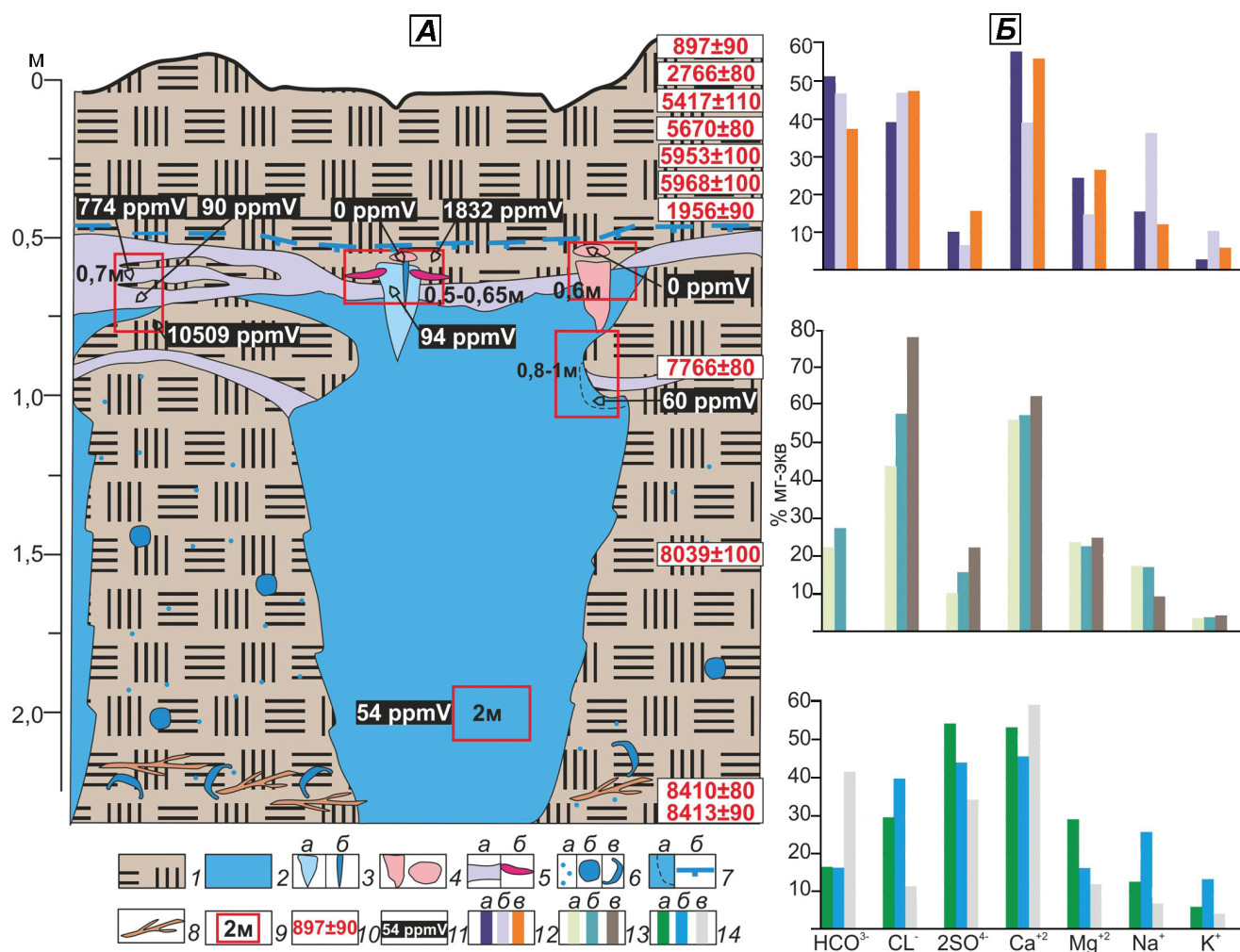


Рис. 1. Разрез торфяника с полигонально-жильным льдом (А) и химический состав подземного льда, торфа и поверхностных вод (Б) в хасырее Пур-Тазовского междуречья:

1 – торф; 2 – полигонально-жильный лёд; 3 – росток полигонально-жильного льда (а) и элементарная жилка льда (б); 4 – термокарстово-полостной лёд; 5 – крупные шлиры инфильтрационно-сегрегационного льда (а), тонкие шлиры сегрегационного льда (б); 6 – криогенные текстуры: массивная (а), гнездовая (б), корковая (в); 7 – зона оттаивания (а), граница мёрзлых пород (дата определения 11.08.2017 г.) (б); 8 – стволы *Salix* sp.; 9 – места отбора монолитов; 10 – радиоуглеродный возраст (см. табл. 1); 11 – концентрация метана. Распределение катионов и анионов: 12 – озёрная вода (а), шликер льда с глубины 0,7 м (б), водная вытяжка из торфа с глубины 0,5–0,6 м (в); 13 – воды из полигональной ванны (а), плечика полигонально-жильного льда (б), торфа с глубины 0,8–1,0 м (в); 14 – воды в овраге (а), полигонально-жильного льда (б), снега [30] (в)

Fig. 1. Cross section of the peatland with ice wedges (А) and chemical composition of ground ices, peat and surface water (Б) in khasyrey (drained lake) of the Pur-Taz interfluv:

1 – peat; 2 – ice wedge; 3 – young ice wedge (a), ice vein (b); 4 – closed-cavity ice; 5 – thick lenses (a), ice lenses (b); 6 – cryostructure: pore ice invisible (a), pore ice visible (b), crustal (v); 7 – melting zone (a), base of active layer (11.08.2017) (b); 8 – *Salix* sp.; 9 – monolith sampling places; 10 – radiocarbon data (tbl 1); 11 – methane concentration. Cations and anions distribution: 12 – lake water (a), lens ice at the depth of 0,7 m (b), aqueous extract from peat at the depth of 0,5–0,6 m (v); 13 – water from a low-centre polygon (a), ice on the outside edges of wedge (b), peat at the depth of 0,8–1,0 m (v); 14 – water from interpolygonal thawing ponds (a), ice wedge (b), snow [30] (v)

отобраны ориентированные монолиты льда и торфа, и в полевых условиях определена суммарная влажность W_{tot} вмещающих отложений.

Ботанический состав торфа (четыре образца) определён в Институте криосферы Земли Тюменского научного центра СО РАН микро-

скопическим методом на основе атласов-определителей [12, 13] и коллекции микропрепаратов современных растений тундры Западной Сибири. Радиоуглеродный анализ (11 образцов) выполнен жидкостно-сцинтилляционным методом на спектрометре-радиометре Quantulus в Томском ЦКП

СО РАН (Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН). Калибровка радиоуглеродного возраста в календарный возраст выполнена в программе OxCal 3 [14]. Состав водорастворимых соединений для восьми проб определён в лаборатории НИПИ «Нефтегазпроект» (Тюменский индустриальный университет). Из свежих отфильтрованных расплавов льда и торфа выполнен химический анализ, что обеспечило сохранность естественного состава. Для определения состава льда (три пробы), поверхностных вод (три пробы) и водных вытяжек торфа (две пробы) использованы следующие методы: ионометрического титрования (HCO_3^-); титриметрии (Cl^-); турбидиметрии (SO_4^{2-}); атомно-абсорбционной спектроскопии (Ca^{+2} , Mg^{+2} , Na^+ , K^+).

Отбор газа (девять проб) из льда и торфа проведён методом «Headspace» — дегазация в 150-миллиметровых шприцах [15]. Содержание метана определялось на газовом хроматографе ХПМ-2 в Институте физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН (г. Пушкино, Московская область). Описаны также размеры, форма и залегание жилы. Петрографическим методом [16] в Институте криосферы Земли ТЮНЦ СО РАН определены структурно-текстурные особенности льда: размеры, форма кристаллов, распределение пузырьков воздуха, минеральных и органических включений. При помощи программы Crystal [17] вычислены параметры кристаллов льда в шлифах ($n = 1813$): максимальная диагональ для каждого кристалла l_{max} ; средний поперечник кристаллов D , рассчитанный как средний диаметр кругов, равных по площади кристаллам; средняя площадь сечения кристалла S (с поправочным коэффициентом П.А. Шумского [2]); коэффициент различия размеров кристаллов C_{dif} , рассчитанный как отношение максимального периметра кристалла к минимальному [6].

Строение полигонального торфяника

Изученный полигональный торфяник с видимой мощностью 2,4 м с северо-запада ограничен автомобильной дорогой, а с юго-востока — небольшим мелководным озером. За счёт стока из водопропускной трубы под дорогой началась термоэрозия по полигонально-жильной системе; дальнейшее вытаивание жил льда

привело к образованию промоин глубиной 4 м. Днище промоин заполнено водой глубиной более 1,6 м, высота бортов полигонов достигает 2,3 м от зеркала воды. Местами промоины заполнены просевшими и оползшими блоками торфа. В стенках промоин вскрыты поперечные разрезы крупных и мелких ледяных жил, разбивающих торфяник на полигоны размером от 10 до 25 м в поперечнике; образующие их трещины имеют трёхлучевое сочленение. Ширина целых межполигональных понижений — 0,7–3,8 м, превышение полигонов над понижениями — 0,1–0,6 м. Мощность сезонно-талого слоя, измеренная 11.08.2017 г., составляла: на полигонах 0,39–0,4 м, в понижениях 0,36–0,52 м. Рельеф кровли мёрзлых пород — мелковолнистый и повторяет микрорельеф поверхности.

Слои мёрзлого торфа коричневого, чёрного, охристого и тёмно-жёлтого цветов и разной льдистости изогнуты вверх вдоль бокового контакта жилы. Криогенная текстура торфа в нижней части массивная, вокруг веточек — корковая гнездовая (0,5–2,0 см); в верхней части — массивная и шлировая (тонкие ~2 см, крупные ~25 см). На глубине 0,8–1,0 м значение $W_{\text{tot}} = 5963\%$, на глубинах 0,55 м — 0,5%, а под талым торфом — 1214% и 797% соответственно. Талый слой с криотурбациями сложен слоистым торфом разной окраски, плотности и степени разложения растительных остатков.

По данным ботанического анализа в нижнем слое (2,3–2,0 м) торф содержит многочисленные древесные остатки *Salix sp.*, растительные остатки *Equisetum palustre L.*, *Carex rotundata Wahlenb.* и *Vaccinium uliginosum L.* В вышележащих слоях (1,5–0,8 м) выявлены колебания содержания мхов рода *Sphagnum sp.*, кустарничков *Betula nana L.*, *Vaccinium vitis-idaea L.*, травянистых растений *Eriophorum medium (Trin.) Anderss.*, *Carex rotundata*, уменьшение остатков *Equisetum Palustre*.

В талом слое торфа (0,5–0,4 м) хорошо сохранились веточки и листья мхов *Sphagnum sp.*, остатки *Carex rotundata* и *Eriophorum medium*, встречается кора *Betula nana*. В слоях торфа с глубины 0,4–0,2 м преобладают остатки травянистых *Carex globularis L.* и *Eriophorum medium*, присутствуют листья мха *Warnstorfia fluitans* и встречаются остатки *Comarum palustre L.*, *Betula nana*, *Equisetum Palustre*. На глубине 0,2–0,12 м в торфе также много листьев и веточек *Sphagnum magellani-*

Таблица 1. Радиоуглеродные датировки растительных остатков из торфяника хасырея в Пур-Тазовском междуречье

Глубина, м	Датируемый материал	Лабораторный номер	Радиоуглеродный возраст, лет	Калиброванный возраст (в программе Oxcal 3) с вероятностью	
				68,2%	95,4%
0–0,07	Растительный покров с живыми корешками	ИМКЭС-14C1488	897±90	1030–1220 cal AD	990–1290 cal AD
0,07–0,12	Торф тёмно-коричневый	ИМКЭС-14C1487	2766±80	1000–830 cal BC	1130–790 cal BC
0,12–0,2	Торф коричневый с охристым оттенком	ИМКЭС-14C1459	5417±110	4360–4040 cal BC	4460–3980 cal BC
0,2–0,26		ИМКЭС-14C1486	5670±80	4610–4360 cal BC	4710–4340 cal BC
0,26–0,34	Торф тёмно-коричневый с вкраплениями остатков неразложившихся растений	ИМКЭС-14C1456	5953±100	4950–4710 cal BC	5100–4550 cal BC
0,34–0,4	Охристые растительные остатки	ИМКЭС-14C1470	5968±100	4960–4710 cal BC	5250–4550 BC
0,4–0,55	Торф охристый слоистый автохтонный	ИМКЭС-14C1509	1956±90	90 BC –210 cal AD	200 BC –350 cal AD
0,8–0,9	Торф чёрный	ИМКЭС-14C1462	7766±80	6650–6470 cal BC	6900–6400 cal BC
1,4–1,5	Торф охристый слоистый	ИМКЭС-14C1473	8039±100	7140–6710 cal BC	7350–6650 cal BC
2,2–2,3	Веточки	ИМКЭС-14C1454	8410±80	7580–7350 cal BC	7600–7180 cal BC
2,2–2,3	Мох, вмещающий веточки	ИМКЭС-14C1477	8413±90	7580–7350 cal BC	7600–7180 cal BC

сум, установлены остатки *Carex sp.*, *Betula nana* и *Vaccinium vitis-idaea*. Почвенно-растительный слой сложен мохово-лишайниковыми сообществами местами с *Carex sp.*, *Ledum sp.*, *Rubus chamaemorus L.*, *Vaccinium vitis-idaea*. Растительность на полигонах представлена сфагново-пушицевым сообществом с примесью *Polytrichum sp.* и *Andromeda sp.* Межполигональные понижения выполнены мохово-лишайниковыми сообществами с *Ledum sp.*, *Rubus chamaemorus*, *Vaccinium vitis-idaea* и *Andromeda sp.* Согласно радиоуглеродным датировкам, накопление торфяника происходило в течение голоцена; на глубине 0,4–0,55 м отмечена дата, нарушающая стратиграфическую последовательность (табл. 1).

Строение полигонально-жильного льда

В расчистке В8 вскрыт полигонально-жильный лёд в виде клина с широкими плечиками (см. рис. 1, А). Часть жилы уходит под воду, надводная часть составляет 1,7 м, подводная — 1,6 м; ширина вверху — 2,2–2,3 м. В зоне крупных плечиков на глубине 0,8 м ширина жилы уменьшается до 1,2 м, а на глубине 1,5 м увеличивается до 2,0 м. Лёд жилы имеет отчётливую вертикальную полосчатость, образованную чередованием прожилков прозрачного льда и белёсого за счёт пузырьков воздуха. Боковые контакты жилы местами имеют узкую (2–4 см) кайму прозрачного льда. В плечике жилы выделена зона частично-

го протаивания (толщиной 5–6 см), отличная от основного тела жилы и представленная мутным светло-коричневым льдом с рассеянными растительными остатками (рис. 2).

Кровля жилы неровная, волнистая, с зоной прозрачного льда, содержащего вертикально вытянутые пузырьки воздуха (толщиной до 8 см). В верхней части жилы отмечены два выступа клиновидной формы, похожие на ростки полигонально-жильного льда. Над кровлей жилы и над ростками в торфе присутствуют изометричные и неправильной формы включения (размером 5–15 см и более) прозрачного льда с пузырьками воздуха и горизонтальными швами. К жиле в кровле и к её плечикам присоединены волнистые шпильки льда (толщиной от 2 до 25 см) слабо изогнутые вниз или вверх по отношению к жиле и вверх под полигоном. Осмотр и описание расчистки позволили выделить следующие ледяные элементы разреза: центральную часть жилы со свойственной полосчатой текстурой; крупные плечики жилы; два клиновидных ростка и шпильки льда, присоединённые к жиле.

Структурно-текстурные характеристики

Полигонально-жильный лёд. Центральная часть жилы на глубине 2,0 м имеет вертикально-полосчатую текстуру, сформированную круглыми и цилиндрическими пузырьками воздуха, зажатыми между кристаллами элементарных

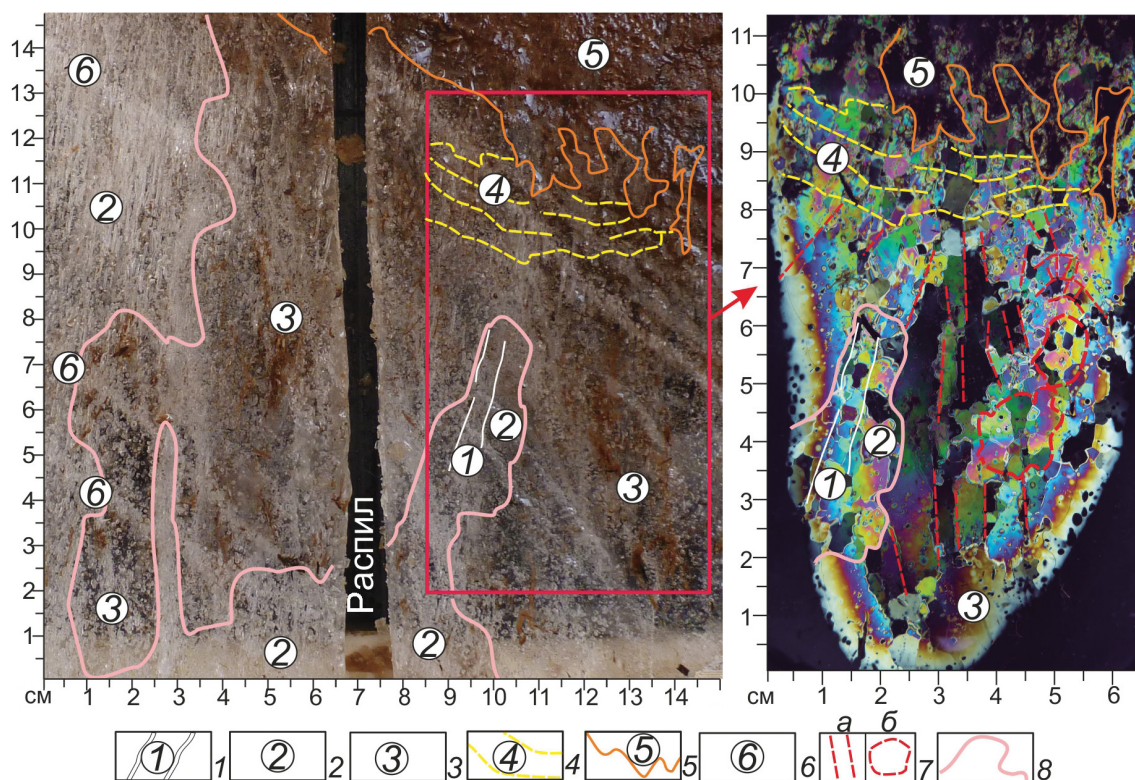


Рис. 2. Текстура и структура плечика полигонально-жильного льда.

1 – элементарные жилки с осевым швом; 2 – перекристаллизованные элементарные жилки; 3 – термокарстово-полостной лёд; 4 – слои сегрегационного льда; 5 – граница торфа; 6 – наложенные трещины напряжения; 7 – ориентация кристаллов: линейная (а), радиально-концентрическая (б); 8 – граница зоны оттаивания

Fig. 2. Structure and texture of ice wedge shoulder.

1 – ice veins with the axial seam; 2 – recrystallized ice veins; 3 – closed-cavity ice; 4 – bed of segregated ice; 5 – peat borderline; 6 – stress crack; 7 – crystal growth direction: linear (a), radial-concentric (b); 8 – borderline of melting zone

жилок. Во льду также отмечены секущие наклонные и диагональные «полосы» круглых мелких пузырьков во льду. Лёд содержит редкие обрывки растительных остатков. Основной массив льда формируют однородные по размеру кристаллы изометричной слабоудлинённой формы (табл. 2).

Плечико жилы на глубине 0,8–1,0 м имеет вертикально-полосчатую текстуру. На контакте с торфом выделена зона частичного протаивания, выполненная мутным коричневатым льдом с извилистой нижней границей и многочисленными растительными остатками. Лёд в плечевой зоне жилы пересечён отдельными косыми полосами из параллельных друг другу пузырьков воздуха (см. рис. 2). Лёд жилы с полосчатой текстурой слагают изометричные однородные по размеру кристаллы. В зоне протаивания, на контакте с торфом, в структуре выделены тонкие слои из призматических ориентированных параллельно друг другу кристаллов, слабо вытянутых в гори-

зонтальной плоскости. Также в зоне протаивания, главным образом на участках прозрачного льда, в вертикальном срезе установлены неодинаковые по размеру длинные призматические параллельно ориентированные кристаллы и изометричные кристаллы, формирующие радиально-концентрическую текстуру (см. рис. 2 и табл. 2).

Лёд в кровле жилы на контакте с перекрывающим торфом и широм льда имеет белёсый цвет из-за большого количества вертикально направленных слабовытянутых и круглых пузырьков воздуха с редкими растительными остатками. Он сложен кристаллами, образующими характерную вертикально-полосчатую текстуру, на верхнем контакте жилы со широм льда кристаллы увеличены в размерах (см. табл. 2).

Основной массив кристаллов полигонально-жильного льда представлен элементарными жилками разной степени перекристаллизации. В кровле жилы, на контакте со широм льда, кри-

Таблица 2. Количественные параметры кристаллов льда жилы и шпиров

Элемент строения жилы	Генетический тип льда	Примечание	Параметры*			
			$l_{\max}$, см	D , см	S , см ²	C_{diff}
Центр жилы, 2,0 м	Основной массив кристаллов**	Вертикальный и горизонтальный срезы	0,09–0,9	0,3–0,4	0,05–0,1	7–8
	Элементарные жилки		0,09–0,8	0,2–0,3	0,04–0,05	3–7
Плечико жилы, 0,8–1,0 м	Основной массив кристаллов**	Вертикальный срез	0,1–1,3	0,3–0,4	0,09–0,1	4–11
	Элементарные жилки		0,1–0,8	0,2–0,4	0,01–0,08	3–5
	Сегрегационные лёд	Вертикальный срез	0,2–0,9	0,6	0,1	6–11
		Горизонтальный срез	0,2–1,9	0,6	0,3	
	Термокарстово-полостной лёд	Линейная текстура	0,3–5,1	1,1	1,0	
		Радиально-концентрическая текстура	0,3–1,9	0,6	0,2	6
Кровля жилы	Основной массив кристаллов**	Вертикальный срез	0,1–0,7 до 1,4	0,3 до 0,7	0,07 до 0,4	6
Росток 1, 0,5–0,65 м	Элементарные жилки	Вертикальный и горизонтальный срезы	0,2 до 0,9	0,3–0,4	0,06–0,1	3–4
	Основной массив кристаллов**		0,07 до 0,9	0,2–0,3	0,05	12
	Сегрегационный лёд	Кровля ростка	0,4–1,4	0,7	0,4	3
Тонкие шпирьы льда	Сегрегационный лёд	Горизонтальный срез	0,4–3,2	1,1	0,9	7
Росток 2, 0,6 м	Термокарстово-полостной лёд	Вертикальный срез	0,4–5,2	1,1	0,9	14
		Горизонтальный срез	1,0–4,8	1,9	3,0	5
Линзы льда	Сегрегационный лёд	Вертикальный срез	0,3–1,0	0,5	0,2	4
Включения льда в торфе	Термокарстово-полостной лёд	Крупные кристаллы	0,3–3,7	0,6–1,5	0,3–1,7	4–5
		Мелкие кристаллы	0,2–0,6	0,2	0,03	2
Крупные шпирьы льда, 0,7 м	Сегрегационный лёд	Слой 4	0,4–2,1	1,0	0,7	7
	Инфильтрационно-сегрегационный лёд	Слой 3	0,5–2,4	0,9	0,6	5
		Слой 2	0,5–2,8	1,1	0,9	6
		Слой 1	1,5–7,0	2,3–3,2	4,3–8,0	2–3

* $l_{\max}$ — максимальная диагональ кристалла; D — средний поперечник кристаллов; S — средняя площадь кристаллов; C_{diff} — коэффициент различия размеров кристаллов. **Основной массив кристаллов формируют элементарные жилки разной степени перекристаллизованности.

сталлы элементарных жилок имеют самые крупные размеры по сравнению с основным массивом (см. табл. 2). В зоне частичного протаивания в плечике выделены: длинные кристаллы термокарстово-полостного льда, свойственные льдообразованию из свободной воды; тонкие слои кристаллов сегрегационного льда, характерного для формирования из слабосвязанной воды, мигрирующей из торфа к фронту промерзания, т.е. к ледяной жиле; секущие полосы, вероятно наложенные трещины напряжения (см. рис. 2).

Ростки в центральной и боковой частях полигонально-жильного льда имеют схожую клиновидную форму и сложены белёсым льдом. По бокам к росткам примыкают тонкие шпирьы и линзы льда толщиной до 0,5 см. Ростки перекрыты торфом с овальными включениями прозрачного льда со слоистой и радиально-лучистой текстурой.

Лёд ростка 1 в центральной части жилы на глубине 0,5–0,65 м имеет вертикально-полосчатую текстуру и нечёткую горизонтальную слоистость, обусловленную чередованием прозрачного и белёсого льда. В кровле ростка выражена зона прозрачного льда (0,5 см) в виде слабо вогнутой вниз полосы (рис. 3, А). Росток 1 сложен однородными по размеру кристаллами элементарных жилок. Поскольку эти жилки сливаются, пересекаются и дробят друг друга, основной массив неоднороден по размеру кристаллов, что отличает его от ранее описанной центральной части крупной жилы (см. табл. 2). Кровля ростка 1 сложена прямоугольными, слабоудлинёнными однородными по размеру кристаллами, вытянутыми по нормали к нижней границе зоны (см. табл. 2). Сбоку из торфа в росток внедряются тонкие шпирьы льда, их однородные по размеру кристаллы в разрезе вытянуты вертикально по отношению к поверхности, а в плане — параллельно поверхности (см. рис. 3, Б и табл. 2). Лёд тонких шпиров пересекает и прерывает часть элементарных жилок, а отдельные элементарные жилки пересекают кристаллы шпиров (см. рис. 3, В).

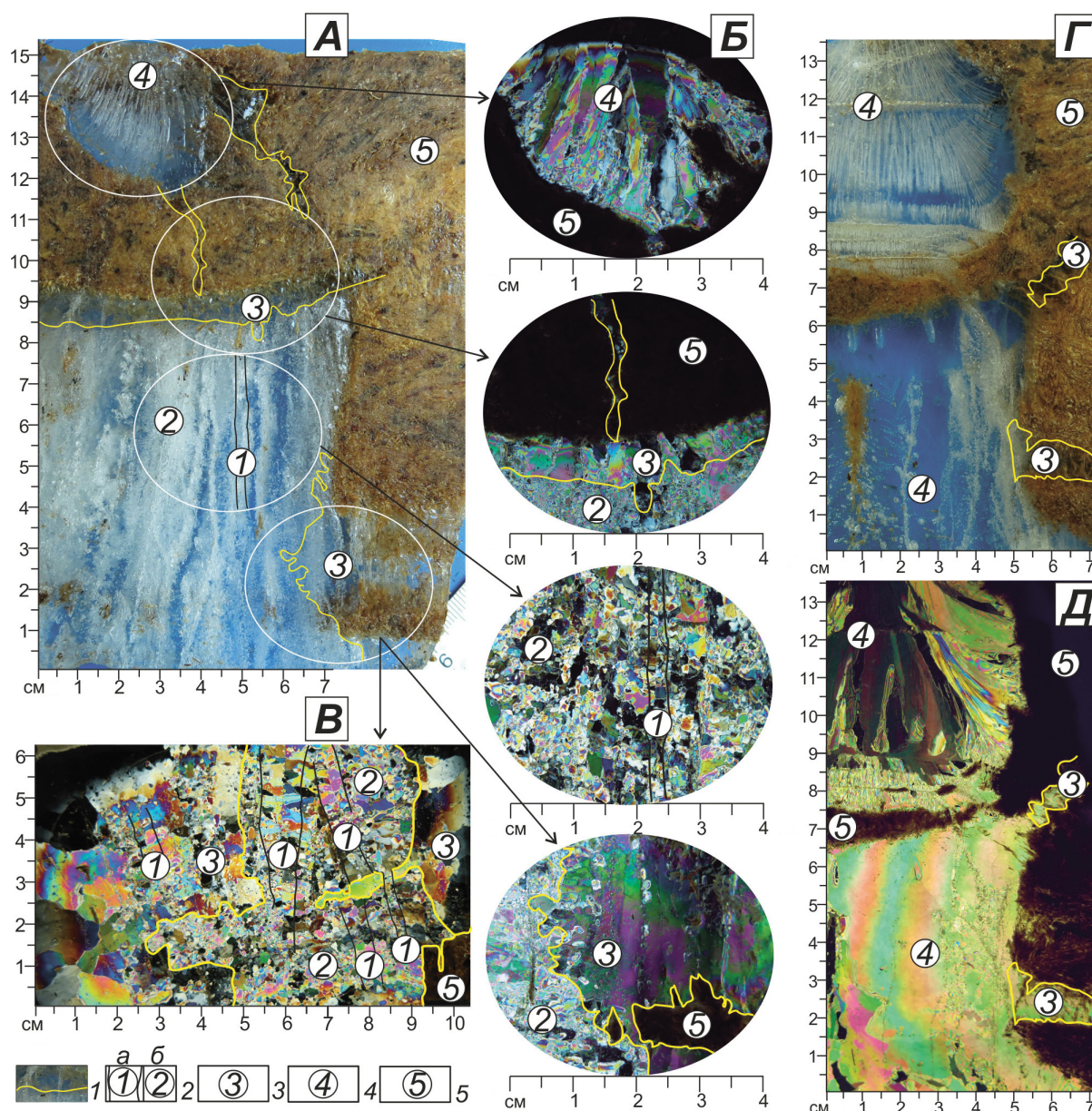


Рис. 3. Текстура и структура льда ростков в верхней части полигонально-жильного льда.

Росток 1 в центральной части жилы в вертикальном срезе: текстура (А) и структура в поляризованном свете (Б); в горизонтальном срезе – структура в поляризованном свете (В). Росток 2 в боковой части жилы в вертикальном срезе: текстура (Г) и структура в поляризованном свете (Д). 1 – границы типов льда и торфа; 2 – элементарные жилки (а), перекристаллизованные элементарные жилки (б); 3 – сегрегационный лёд; 4 – термокарстово-полостной лёд; 5 – торф

Fig. 3. Structure and texture of young ice wedges in uppermost part of ice wedge.

The young ice wedge 1 in central part of the ice wedge (vertical cross section) – structure (A) and polarized ice crystal morphology (Б); polarized ice crystal morphology (horizontal cross section) (В). The young ice wedge 2 in on the outside edges of ice wedge (vertical cross section) – structure (Г) and polarized ice crystal morphology (Д). 1 – borderline of ice types and peat; 2 – ice veins with the axial seam (a), recrystallized ice veins (б); 3 – segregated ice; 4 – closed-cavity ice; 5 – peat

Лёд ростка 2 в боковой части жилы на глубине 0,6 м – мутный и прозрачный, содержит большое количество удлинённых мелких пузырьков воздуха, подчёркивающих радиально-лучистую текстуру. Сбоку к ростку 2 примыкают

короткие линзы льда длиной до 5 см и высотой до 0,5 см. Вверху ростка в текстуре выделена зона прозрачного льда с крупными цилиндрическими пузырьками воздуха без чёткой нижней границы, в структуре эта зона не выражена (см.

рис. 3, Г). Лёд ростка 2 выполнен удлинёнными кристаллами, формирующими радиально-лучистую текстуру (см. рис. 3, Д). Клиновидные ростки отличаются по структурно-текстурным характеристикам льда. В ростке 1 преобладают кристаллы элементарных жилок, а строение ростка 2 характерно для термокарстово-полостного льда [2, 4, 17]. Признаки, приведённые для кристаллов льда в тонких шлирах льда во вмещающем торфе, в кровле ростков и в горизонтальных прослоях прозрачного льда ростка 1, характерны для сегрегационного льда.

Включения льда с радиально-лучистой текстурой в торфе размером от 5–10 до 30–60 см расположены в пределах межполигонального понижения над ледяной жилой и её ростками (см. рис. 1, А). Эти овальные включения льда соединены с ростками жилы тонкими каналами, заполненными льдом. Однородные кристаллы (см. табл. 2) образуют радиально-лучистую текстуру (см. рис. 3, А, Б). Над ростком 2 такое овальное включение льда отличается присутствием внизу тонкой и частой горизонтальной слоистости, образованной швами смыкания мелких однородных по размеру кристаллов с горизонтальными цепочками круглых пузырьков воздуха, которые разделяют слои льда с цилиндрическими пузырьками (см. рис. 3, Г, Д и табл. 2). Лёд включений по всем признакам образован из свободной воды в замкнутых полостях и отнесён к термокарстово-полостному. Различия параметров кристаллов связаны с размерами включений льда в торфе: чем больше полость, тем крупнее кристаллы [17]. Частая горизонтальная слоистость, вероятно, связана с перерывами в льдовыделении.

Шлир льда в торфе на глубине 0,7 м толщиной 20–25 см залегает на неровной кровле жилы. Лёд шлира разделён линзами торфа на отдельные слои: сверху – 2–6 см, внизу – 10 см (рис. 4). Лёд шлиров – прозрачный, с крупными вертикально вытянутыми пузырьками воздуха. Вокруг включений и линз торфа крупные трубчатые пузырьки образуют радиально-лучистую текстуру, а мелкие круглые пузырьки концентрируются в чётких горизонтальных швах с зашемлённым растительным детритом. Лёд шлира различается по кристаллическому строению и образует слои (см. рис. 4 и табл. 2). Нижний *слой 1* слагают вертикально ориентированные

длинно-призматические однородные по размеру кристаллы. В *слое 2* вокруг линз торфа однородные по размеру кристаллы с зубчатыми гранями образуют радиально-лучистую текстуру. В *слое 3* располагаются вертикально ориентированные однородные по размеру кристаллы с зубчатыми гранями и горизонтальными швами смыкания, которые образуют слоистость. Верхний *слой 4* слагают однородные по размеру кристаллы, вытянутые горизонтально вдоль шва из пузырьков газа. Лёд крупных шлиров контрастно отличается от подстилающего вертикально-полосчатого льда жилы по структурно-текстурной характеристике. Эти шлиры по структуре и параметрам кристаллов подобны кристаллам льда водоёмов [18] и сопоставимы с кристаллами инфильтрационно-сегрегационного льда [7].

Обсуждение результатов

Значительная часть исследованного в хасырее Пур-Тазовского междуречья мёрзлого торфяника с полигонально-жилыми льдами образовалась в тёплый и влажный атлантический период – оптимум голоцена [19] (см. табл. 1). В течение этого периода голоцена двухметровая толща торфа сформировалась за ~2,8 тыс. лет в интервале от 7,3 до 4,5 тыс. cal BC. Нижняя часть современного деятельного слоя с повышенной плотностью торфа и криотурбациями накопилась в период суббореального похолодания с влажными условиями (см. табл. 1). В разрезе отсутствуют датировки в интервале ~4,5–1,5 тыс. cal BC, что характерно для мощных торфяников Ямало-Гыданской провинции [20, 21]. Верхние слои торфа накоплены в периоды, характеризующиеся частыми колебаниями климата [19] (см. табл. 1). Поскольку мощность верхнего слоя составляет всего 0,2 м, вероятно, в суббореальный и субатлантический периоды скорость накопления торфа снизилась или торф был размыв (см. табл. 1). На глубине 0,55–0,4 м над включениями термокарстово-полостного льда датировка торфа 200 cal BC–350 cal AD нарушает стратиграфическую последовательность (см. табл. 1), что, по нашему мнению, может быть связано с попаданием мхов с поверхности в открытую полость протаивания.

На основании анализа макростроения, структурно-текстурных характеристик и химическо-

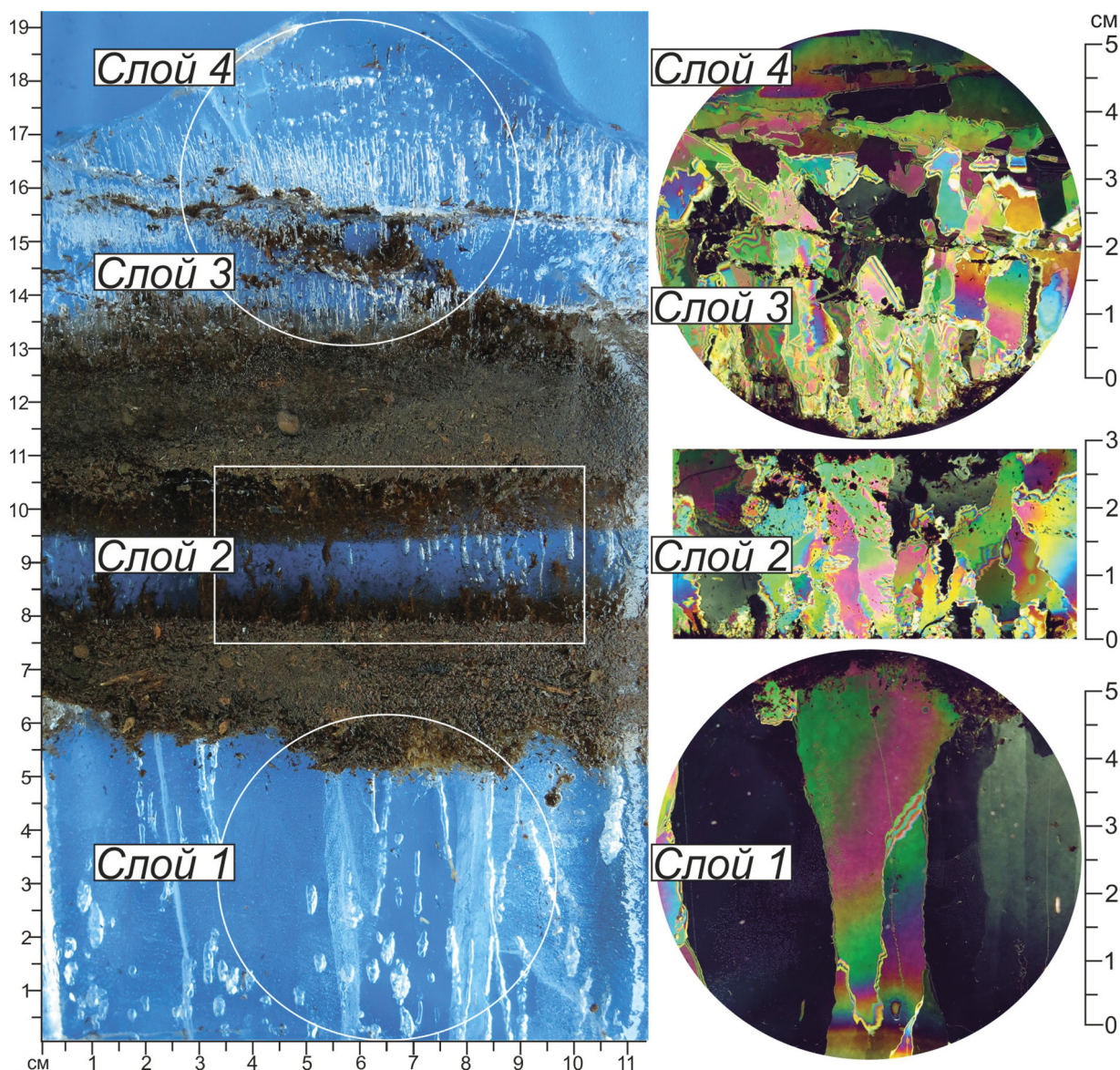


Рис. 4. Текстура и структура шпиря льда в вертикальном срезе
Fig. 4. Structure and texture of ice lens in vertical section

го состава льда в строении мёрзлого торфяника установлены следующие ледяные образования: включения радиально-лучистого льда в полостях в торфе; шпиря льда; полигонально-жильный лёд с ростками. Овальные и неправильной формы полости в торфе заполнены термокарстово-полостным льдом. Характерная черта этого льда — радиально-лучистая текстура, образующаяся при всестороннем промерзании полости. Размеры его кристаллов зависят от размера полости, количества и скорости промерзания свободной воды в осенне-зимний период, когда отрицательная температура вмещающего мёрзлого

торфа наиболее высока [2, 4, 17]. Горизонтальные швы смыкания кристаллов в нижней части термокарстово-полостного льда указывают на перерывы в льдовыделении при одностороннем промерзании снизу в начальный этап роста льда. Отсутствие метана в термокарстово-полостном льду в торфе связано с его миграцией в атмосферу из открытой полости в тёплый сезон.

Тонкие шпиря льда толщиной до 2 см, залегающие в верхней части торфа, сложены сегрегационным льдом. При медленном промерзании слабосвязанной внутригрунтовой воды происходил рост кристаллов сегрегационного

льда, которые раздвигали вмещающий рыхлый торф [4]. Крупные шпирь льда толщиной до 25 см в полигональном торфянике и над кровлей жилы сложены инфильтрационно-сегрегационным льдом. Образование вытянутых по вертикали зубчатых кристаллов связано с инфильтрационно-сегрегационным механизмом формирования [7]: достаточным притоком воды за счёт инфильтрации; скоплением её в рыхлом неразложившемся влагоёмком торфе в понижениях верхней границы мёрзлых пород; сегрегационным льдовыделением при низкой скорости кристаллизации. В верхних слоях льда шпиров отмечена слоистость, образованная швами смыкания кристаллов, что связано с перерывами или замедлением роста кристаллов. В крупных шпирях радиально-лучистая текстура льда вокруг линз торфа обусловлена их всесторонним промерзанием. На инфильтрацию воды в слой сезонного протаивания с поверхности торфяника указывает гидрокарбонатно-хлоридный, натриево-кальциевый состав льда крупного шпиря, сходный как с озёрной водой, так и с составом внутригрунтовой воды перекрывающего торфа на глубине 0,5–0,6 м (см. рис. 1, Б). Низкая концентрация метана (90 ppmV) в нижней части крупного шпиря, по-видимому, связана с формированием шпиров преимущественно за счёт инфильтрационной воды и оттаявшей части ледяной жилы. Высокая концентрация метана (774 ppmV) в верхней части шпиря между линзами торфа (см. рис. 1, А), вероятно, обусловлена сегрегационным льдообразованием за счёт слабосвязанной внутригрунтовой воды и миграцией газа из торфа [22].

Полигонально-жильный лёд в расчистке В8 следует отнести к сингенетическому типу, поскольку в его строении отмечаются плечики и ростки. Лёд сложен главным образом элементарными жилками, которые содержат мелкие кристаллы льда. Отличительная черта элементарной жилки – вертикальный осевой шов смыкания кристаллов, который формируется при быстром льдовыделении в условиях самых низких отрицательных температур стенок трещины [3]. Однако при длительном нахождении льда жилы в слое годовых колебаний отрицательных температур возможна его перекристаллизация (метаморфизация) [6], поэтому кристаллы более древних элементарных жилок

округлились и увеличились в размерах (до трёх раз). При этом сохранились осевые швы, формирующие полосчатую текстуру льда. В кровле под крупным шпиром льда, вероятно за счёт перекристаллизации при отепляющем воздействии талых перекрывающих пород, отмечено гораздо большее увеличение кристаллов элементарных жилок (до 4–5 раз). Источник воды для формирования элементарных жилок достаточно ясен: хлоридно-сульфатный и натриево-кальциевый состав их схож с составом современных атмосферных осадков [23] и воды из полигональной ванны (см. рис. 1, Б).

В плечике жилы установлены крупные кристаллы сегрегационного льда и ещё более крупные – термокарстово-полостного льда, что указывает на протаивание жилы с боков, а затем медленное промерзание свободной воды с образованием длинных вытянутых кристаллов (см. рис. 2). В их формировании участвовала слабосвязанная торфяная вода, что подтверждает гидрокарбонатно-хлоридный и магниевый состав льда плечика – смешанный между составом водной вытяжки из мёрзлого торфа и гидрохимическим составом льда центральной части жилы (см. рис. 1, Б). Ростки полигонально-жильного льда сложены разными типами льда. Росток 1 в центральной части жилы сложен кристаллами элементарных жилок льда. В его строении участвует также сегрегационный лёд тонких шпиров льда, проникающих в виде прерывистых горизонтальных прослоев в росток (см. рис. 3, В) и кровлю ростка. Росток 2 в боковой части жилы представлен кристаллами термокарстово-полостного льда, к которому примыкает сегрегационный лёд линз в торфе.

Таким образом, полигонально-жильный лёд в данной расчистке имеет весьма сложное строение и представлен разными генетическими типами льда (элементарными жилками, термокарстово-полостным, сегрегационным), что доказывает участие различных механизмов его формирования. Сочетание этих типов льда в составе жилы обусловлено различными криогенными процессами в период формирования торфяника в условиях изменяющегося климата голоцена, который также повлиял на скорость и характер накопления торфа. Согласно полученным данным, рост сингенетических жил в исследуемом районе протекал в результате мо-

морозобойного растрескивания и проходил в атлантический, суббореальный и субатлантический периоды голоцена. Продолжается он и в настоящее время, о чём свидетельствуют строение льда, а также сходство химического состава расплавов льда, современных атмосферных осадков [23] и воды из полигональной ванны (см. рис. 1, Б). Однако, помимо процесса морозобойного растрескивания, в формировании жилы участвовали процессы локального термокарста, вызвавшие частичное протаивание её с боков и в кровле при образовании ростка из термокарстово-полостного льда. Частичное протаивание с образованием крупных выступов и сужений жилы, преобразование структуры льда, включение в состав жилы внутригрунтовой воды в виде сегрегационного льда в плечике, вероятно, произошло в максимально тёплый, влажный этап атлантического периода — от 6000 до 5500 л.н. [19], а дальнейший рост и расширение жилы продолжались за счёт морозобойного растрескивания в суббореальный период (см. табл. 1). При возобновлении промерзания толщи и роста жилы в зоне частичного протаивания плечика сначала из свободной воды формировался термокарстово-полостной лёд, а затем — сегрегационный за счёт слабосвязанной воды торфа, о чём свидетельствует также смешанный состав льда жилы в зоне плечика (см. рис. 1, Б). Снижение и образование вогнутой волнистой кровли льда жилы, опускание границы мёрзлых пород под полигонами также обусловлены термокарстом, который, вероятно, был связан с подъёмом уровня воды в озере и подтоплением торфяника. В это же время в межполигональных понижениях верхней части жилы и под полигонами за счёт инфильтрации скапливалась свободная поверхностная вода, что привело к перекристаллизации элементарных жилок в кровле жилы. Несмотря на развитие термокарстового процесса, морозобойное растрескивание торфяника продолжалось, на что указывает формирование ростка жилы, сложенного не только кристаллами элементарных жилок, но и сегрегационного льда.

В этот же период при постепенном промерзании в осенне-зимнее время из объёма свободной и слабосвязанной внутригрунтовой воды могли сформироваться инфильтрационно-сегрегационные шлиры льда, выпуклые под полигонами, и термокарстово-полостные льды в виде

клины в кровле жилы. Гидрохимический состав льда шлира схож с составом воды из рядом расположенного озера и перекрывающего торфа с глубины 0,5–0,6 м (см. рис. 1, Б), что указывает на участие озёрной воды в образовании крупных шлиров льда. Вероятнее всего шлиры над кровлей жилы и ростки из термокарстово-полостного льда и элементарных жилок сформировались в субатлантический период голоцена (см. табл. 1), отличающийся резкими колебаниями климатических условий [19]. Включения термокарстово-полостного льда в торфе вблизи нижней границы сезонно-талого слоя могли возникнуть на фоне современного потепления последних лет [24].

При изучении содержания метана во льду и вмещающем мёрзлом торфе установлена его крайняя неравномерность (см. рис. 1, А). Максимальное его содержание отмечается во вмещающем мёрзлом торфе, вблизи крупных шлиров льда, — 10 509 ppmV; под подошвой сезонно-талого слоя оно равно 1832 ppmV. Для крупных шлиров инфильтрационно-сегрегационного льда характерна дифференциация содержаний метана: 90 и 774 ppmV. В полигонально-жильном льду и его ростке метан имеет низкую концентрацию — 54–94 ppmV, что связано с их формированием в основном за счёт атмосферных осадков. Полностью отсутствует метан во включениях термокарстово-полостного льда над кровлей жилы. Всё это показывают зависимость распределения метана во льду от типа льдообразования. Высокая концентрация метана в шлирах указывает на участие в льдообразовании слабосвязанной воды из торфа, а отсутствие метана в термокарстово-полостном льду — на его миграцию в атмосферу из открытой полости.

Выводы

1. Подземный лёд и вмещающие его торфяники в хасырее Пур-Тазовского междуречья формировались в атлантический период голоцена. Процесс этот продолжается и в настоящее время. Для торфяников севера Ямало-Гыданской провинции отсутствуют датировки конца суббореального — начала субатлантического периодов.

2. В строении полигонально-жильного льда торфяника на основании структурно-текстур-

ных характеристик льда, химического состава и распределения метана установлены разные генетические типы льда: элементарные жилки, термокарстово-полостной, сегрегационный льды, что подтверждает сочетание разных механизмов формирования жилы.

3. Гетерогенные льды в составе жилы в данной расчистке отражают динамику глубины протаивания и процессы локального термокарста, сопровождавшие накопление торфяника и развитие полигонально-жильной системы в условиях изменяющегося климата голоцена.

4. Клиновидные ростки в кровле жилы могут быть сложены как элементарными жилками, так и термокарстово-полостным льдом, что подтверждает рост жилы не только на фоне морозобойного растрескивания, но и термокарста. Присутствие термокарстово-полостных льдов в виде ростков полигонально-жильного льда необходимо учитывать при интерпретации данных по изотопному составу и реконструкции палеосреды.

5. Крупные шлиры льда в торфе сложены инфильтрационно-сегрегационным и сегрегационным льдами, образование которых свя-

зано с инфильтрацией поверхностной воды и сегрегационным льдовыделением при промерзании обводнённого надмерзлотного слоя торфа. Формирование этих шлиров льда определяется динамикой глубины протаивания в голоцене и, вероятно, способствует накоплению метана в верхней части разреза мёрзлых пород.

Благодарности. Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ и Ямало-Ненецкого автономного округа в рамках научного проекта № 18-45-890013 (р_а), РФФИ № 18-35-00031 (мол_а) и № 18-05-70091. Авторы выражают благодарность Е.М. Ривкиной за помощь в проведении аналитических исследований.

Acknowledgments. The reported research was funded by Russian Foundation for Basic Research (RFBR) and the government of the region of the Russian Federation (Yamalo-Nenets Autonomous district), grant № 18-45-890013 (r_a), grant RFBR № 18-35-00031 (mol_a), and № 18-05-70091. Authors kindly acknowledge Elizaveta Rivkina for invaluable help in conducting analytical research.

Литература

1. Murton J. Permafrost and periglacial features: ice wedges and ice-wedge casts. *Encyclopedia of Quaternary Science*, 2013. P. 436–451. doi: 10.1016/b978-0-444-53643-3.00097-2.
2. Шумский П.А. Основы структурного ледоведения. Петрография пресного льда как метод гляциологического исследования. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 492 с.
3. Достовалов Б.Н., Кудрявцев В.А. Общее мерзлотоведение. М.: Изд-во МГУ, 1967. 403 с.
4. Втюрин Б.И. Подземные льды СССР. М.: Наука, 1975. 215 с.
5. Попов А.И., Розенбаум Г.Э., Тумель Н.В. Криолитология. М.: Изд-во МГУ, 1985. 239 с.
6. Рогов В.В. Основы криогенеза. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2009. 203 с.
7. Жесткова Т.Н., Шур Ю.Л. Об инфильтрационно-сегрегационном механизме образования пластовых льдов // Пластовые льды криолитозоны. Якутск: изд. ИМЗ СО АН СССР, 1982. С. 105–115.
8. Васильчук Ю.К., Васильчук А.К. Изотопные методы в географии. Ч. 1: Геохимия стабильных изотопов природных льдов. М.: Изд-во МГУ, 2011. 228 с.
9. Фотиев С.М. Арктические торфяники Ямало-Гыданской провинции Западной Сибири // Крио-

References

1. Murton J. Permafrost and periglacial features: ice wedges and ice-wedge casts. *Encyclopedia of Quaternary Science*. 2013: 436–451. doi: 10.1016/b978-0-444-53643-3.00097-2.
2. Shumsky P.A. *Osnovy strukturnogo ledovedeniya*. Fundamentals of ice structure sciences. Moscow: USSR Academy of Sciences, 1955: 492 p. [In Russian].
3. Dostovalov B.N., Kudryavtsev V.A. *Obshchee merzlotovedenie*. General permafrost studies. Moscow: Moscow State University, 1967: 403 p. [In Russian].
4. Vtyurin B.I. *Podzemnye l'dy SSSR*. Underground ice in the USSR. Moscow: Nauka, 1975: 215 p. [In Russian].
5. Popov A.I., Rozenbaum G.E., Tumel' N.V. *Kriolitologiya*. Cryolithology. Moscow: Moscow State University, 1985: 239 p. [In Russian].
6. Rogov V.V. *Osnovy kriogeneza*. Fundamentals of Cryogenesis. Novosibirsk: GEO, 2009: 203 p. [In Russian].
7. Zhestkova T.N., Shur Y.L. On the infiltration-segregation mechanism of tabular ground ice formation. *Plastovyye l'dyi kriolitozonyi*. Tabular ground ice of permafrost zone. Yakutsk: IMZ AS USSR, 1982: 105–115. [In Russian].
8. Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C. *Izotopnye metody v geografii*. Isotope ratios in the environment. Part 1. Stable isotope geochemistry of natural ice. Moscow: Moscow State University, 2011: 228 p. [In Russian].
9. Fotiev S.M. Arctic peatlands of the Yamal-Gydan province of Western Siberia. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2017, XXI (5): 3–15. [In Russian]. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2017-5(3-15).

- сфера Земли. 2017. Т. XXI. № 5. С. 3–15. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2017-5(3-15).
10. Трофимов В.Т., Бадю Ю.Б., Васильчук Ю.К., Кашперюк П.И., Кудряшов В.Г., Фирсов Н.Г. Геокриологическое районирование Западно-Сибирской плиты. М.: Наука, 1987. 219 с.
11. Карта «Природных комплексов севера Западной Сибири» масштаба 1:1 000 000. Л.: ВСЕГИНГЕО, 1991.
12. Кац Н.Я., Кац С.В., Скобеева Е.И. Атлас растительных остатков в торфах. М.: Недра, 1977. 376 с.
13. Домбровская Ф.В., Коренева М.М., Тюремнов С.Н. Атлас растительных остатков, встречаемых в торфе. Л.-М.: Гос. энергетич. изд-во, 1959. 90 с.
14. Электронный ресурс: <http://c14.arch.ox.ac.uk>.
15. Alperin M.J., Reeburgh W.S. Inhibition experiments on anaerobic methane oxidation // Appl. Environ. Microbiol. 1985. V. 50. P. 940–945.
16. Савельев Б.А. Руководство по изучению свойств льда. М.: Изд-во МГУ, 1963. 198 с.
17. Тихонравова Я.В., Слагода Е.А., Рогов В.В., Галеева Э.И., Курчатова В.В. Текстура и структура подземных льдов позднего голоцена севера Западной Сибири // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 4. С. 553–564. doi: 10.15356/2076-6734-2017-4-553-564.
18. Савельев Б.А. Строение и состав природных льдов. М.: Изд-во МГУ, 1980. 280 с.
19. Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977. 198 с.
20. Васильчук Ю.К., Васильчук А.К. Мощные полигональные торфяники в зоне сплошного распространения многолетнемерзлых пород Западной Сибири // Криосфера Земли. 2016. Т. 20. № 4. С. 3–15. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2016-4(3-15).
21. Батыев В.И., Ганул А.Г., Новиков С.М. Возраст реликтовых болот севера Западной Сибири // Вестн. Томского гос. педагогич. ун-та. 2015. Т. 155. № 2. С. 185–191.
22. Васильев А.А., Стрелецкая И.Д., Мельников В.П., Облогов Г.Е. Метан в подземных льдах и мерзлых четвертичных отложениях Западного Ямала // ДАН. 2015. Т. 465. № 5. С. 604–607. doi: 10.7868/S0869565215350236.
23. Крицук Л.Н. Подземные льды Западной Сибири. М.: Научный мир, 2010. 352 с.
24. Большиянов Д.Ю., Священников П.Н., Федоров Г.Б., Павлов М.В., Теребенко А.В. Изменения климата Арктики за последние 10 000 лет // Изв. РГО. 2002. Т. 134. Вып. 1. С. 20–27.
10. Trofimov V.T., Badu Yu.B., Vasil'chuk Yu.K., Kashperuk P.I., Kudryasshov V.G., Firsov N.G. Geokriologicheskoe rayonirovanie Zapadno-Sibirskoy plity. Geocryological zoning of the West Siberian Plate. Moscow: Nauka, 1987: 219. [In Russian].
11. Karta Prirodnykh kompleksov severa Zapadnoy Sibiri. Map of natural complex of the northern West Siberia. Scope: 1:1 000 000. L.: VSEGINGEO, 1991. [In Russian].
12. Katz N.Ya., Katz S.V., Skobeeva E.I. Atlas rastitel'nykh ostatkov v torfe. Atlas of Plant Remains in peat. Moscow: Nedra, 1977: 376 p. [In Russian].
13. Dombrovskaya A.V., Koreneva M.M., Tyuremnov S.N. Atlas rastitel'nykh ostatkov, vstrechaemykh v torfe. Atlas of Plant Remains Occurring in Peat. L.-Moscow: Gosenergoizdat, 1959: 90 p. [In Russian].
14. <http://c14.arch.ox.ac.uk>.
15. Alperin M.J., Reeburgh W.S. Inhibition experiments on anaerobic methane oxidation. Appl. Environ. Microbiol. 1985, 50: 940–945.
16. Savel'ev B.A. Rukovodstvo po izucheniyu svoystv l'da. Guide to the study of ice characteristic. Moscow: Moscow State University, 1963: 198 p. [In Russian].
17. Tikhonravova Ya.V., Slagoda E.A., Rogov V.V., Galeeva E.I., Kurchatov V.V. Texture and structure of the Late Holocene ground ice in the Northern West Siberia. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2017, 57 (4): 553–564. doi: 10.15356/2076-6734-2017-4-553-564. [In Russian].
18. Savel'ev B.A. Stroenie i sostav prirodnkh l'dov. The structure and composition of natural ice. Moscow: Moscow State University, 1980: 280 p. [In Russian].
19. Khotinskiy N.A. Golotsen Severnoy Evrazii. The Holocene in Northern Eurasia. Moscow: Nauka, 1977: 198 p. [In Russian].
20. Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C. Thick polygonal peatlands in continuous permafrost zone of West Siberia. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2016, XX (4): 3–15. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2016-4(3-15). [In Russian].
21. Batuev V.I., Ganul A.G., Novikov S.M. Age of relict bogs in the northern part of Western Siberia. *Vestnik Tomskogo Gosudarstvennogo pedagogicheskogo universiteta*. Herald of the Tomsk State Pedagogical University. 2015, 155 (2): 185–191. [In Russian].
22. Vasiliev A.A., Streletskaya I.D., Mel'nikov V.P., Oblogov G.E. Methane in ground ice and frozen Quaternary deposits of Western Yamal. *Doklady Akademii nauk*. Doklady Earth Sciences. 2015, 465 (5): 604–607. doi: 10.7868/S0869565215350236. [In Russian].
23. Kritsuk L.N. Podzemnye l'dy Zapadnoy Sibiri. Ground ice of West Siberia. Moscow: Nauchnyy Mir, 2010: 352 p. [In Russian].
24. Bol'shiyanov D.Yu., Svyashchennikov P.N., Fedorov G.B., Pavlov M.V., Tereben'ko A.V. Arctic climate change over the past 10,000 years. *Izvestiya RGO*. Proc. of the Russian Geographical Society. 2002, 134 (1): 20–27. [In Russian].

Морские, речные и озёрные льды

УДК 551.46.062.7

doi: 10.31857/S2076673420020037

Изменчивость морского льда в Арктике по данным Арктического портала

© 2020 г. Е.В. Заболотских*, К.С. Хворостовский, Е.А. Балашова,
С.М. Азаров, В.Н. Кудрявцев

Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург, Россия

*liza@rshu.ru

Variability of sea ice in the Arctic according to the Arctic Portal

E.V. Zabolotskikh*, K.S. Khvorostovsky, E.A. Balashova,
S.M. Azarov, V.N. Kudryavtsev

Russian State Hydrometeorological University, St. Petersburg, Russia

liza@rshu.ru

Received January 16, 2019 / Revised March 11, 2019 / Accepted June 13, 2019

Keywords: *Arctic Portal, satellite data, sea ice monitoring in the Arctic.*

Summary

The Arctic Portal of the Laboratory of Satellite Oceanography of the Russian State Hydrometeorological University is an open geo-informational system designed for operational monitoring of the sea ice–ocean–atmosphere system in the Arctic. Possibilities to use the Arctic Portal for the Arctic sea ice monitoring on the basis of satellite data, as well as the types of satellite measurements suitable for studying the properties of sea ice: active and passive microwave data; data of spectral radiometers in the infrared (IR) and visible ranges are considered. Every type of satellite data has certain limitations. For the study of sea ice the most suitable are the all-season remote sensing data – measurements of microwave instruments, independent of clouds and time of a day. Existing in the world resources of the sea ice maps and satellite data on sea ice are either closed for users or limited in their informational content. Several types of satellite data are currently available on the Arctic portal: Sentinel-1 synthetic aperture radar (SAR) images, 8-day averaged MODIS reflectivity data, optical and IR MODIS data of original time and spatial resolution, Norwegian Meteorological University sea ice maps, and data on consolidation of sea ice, based on passive microwave radiometer measurements. Some data is additionally available in the test mode. The effectiveness of combined use of various satellite data on the sea ice is proved by the examples of sea ice analyses.

Citation: Zabolotskikh E.V., Khvorostovsky K.S., Balashova E.A., Azarov S.M., Kudryavtsev V.N. Variability of sea ice in the Arctic according to the Arctic Portal. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2020. 60 (2): 239–250. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673420020037.

Поступила 16 января 2019 г. / После доработки 11 марта 2019 г. / Принята 13 июня 2019 г.

Ключевые слова: *Арктический портал, мониторинг морского льда в Арктике, спутниковые данные.*

Представлены возможности Арктического портала (геоинформационного сервиса) для мониторинга ледяного покрова Арктики на основе спутниковых данных. Дан обзор основных типов спутниковых инструментов, позволяющих изучать морской лёд. Обоснована эффективность совместного применения результатов обработки разных спутниковых данных, имеющихся в среде геосервиса.

Введение

Оперативные данные о ледяном покрове Арктики позволяют исследовать характеристики морских льдов, изучать ледовый режим и обеспечивать безопасность и эффективность судоходства, в том числе на трассах Северного морского пути [1]. Использование спутниковых

измерений в различных диапазонах электромагнитного спектра разного пространственного и временного разрешения — основной метод изучения арктических льдов, так как только с их помощью можно получить пространственное распределение характеристик морского льда. Крупнейшие зарубежные центры обработки, хранения и распространения спутниковых дан-

ных работают с измерениями, преобразуя их в спутниковые продукты — данные разного уровня обработки. В настоящее время на солнечно-синхронных орбитах вокруг Земли вращаются десятки метеорологических спутников, обеспечивая регулярное покрытие Арктики измерениями с высоким временным разрешением. Данные большинства из них предоставляются бесплатно, однако при их использовании возникает ряд проблем, которые осложняют анализ морского льда и затрудняют возможность его оперативного мониторинга. Эти проблемы связаны со сложным доступом к данным, с их различными форматами и геопривязкой, а также с необходимостью применения специального программного обеспечения. Часть проблем решается путём предоставления данных в среде готовых геосервисов, позволяющих отобразить состояние ледяного покрова на карте.

Разработанный в Лаборатории спутниковой океанографии (ЛСО) Российского государственного гидрометеорологического университета геосервис Арктический портал ЛСО (Портал) — это инструмент мониторинга и прогноза состояния окружающей среды в Арктическом регионе на основе спутниковых данных и результатов модельных расчётов. Портал представляет собой геоинформационную систему, работающую в полярной стереографической проекции, реализованную как доступное веб-приложение (<http://siows.com>) для отображения полей геофизических параметров атмосферы, океана и морского льда. В настоящей статье даётся обзор типов спутниковых измерений, позволяющих изучать морской лёд, а также ледовые спутниковые продукты и их ресурсы. Описаны также возможности Арктического портала ЛСО применительно к использованию этих данных при исследовании морского льда в Арктике.

Спутниковые данные, используемые для изучения морского льда в Арктике

Методы спутникового дистанционного зондирования различаются по типу локации (активное, пассивное зондирование) и диапазону электромагнитного спектра (видимый, инфракрасный и микроволновый). Для получения

информации о ледяном покрове могут использоваться все перечисленные типы данных, и каждый из них имеет свои преимущества и ограничения. Так, измерения в микроволновом диапазоне не зависят от солнечного освещения, и их интерпретация возможна в условиях облачности. Отдельно выделяются данные радиолокаторов с синтезированной апертурой (РСА) высокого пространственного разрешения [2]. Радиолокаторы измеряют удельную эффективную площадь рассеяния (УЭПР), имеющую разные характеристики для воды и различных типов льда. Это позволяет разделять лёд и воду и классифицировать типы льда [3]. Данные скаттерометров используются, как правило, для построения регулярных карт протяжённости ледяного покрова низкого пространственного разрешения [4]. Измерения РСА применяют для построения карт морского льда и его детальной классификации [5]. С использованием последовательных РСА-изображений рассчитываются поля дрейфа морского льда [6]. Благодаря высокому разрешению на таких снимках отчётливо устанавливаются особенности ледяных полей, а различия между льдом и водой определяются с высокой точностью методом визуального анализа изображений [7]. Даже без экспертной классификации и автоматической обработки снимки полей УЭПР морского льда позволяют изучать динамику и изменчивость морского льда, особенности его трансформации, дрейфа, замерзания и таяния. К сожалению, этот вид анализа плохо автоматизируется, хотя некоторые региональные алгоритмы демонстрируют неплохие результаты классификации [8].

В настоящее время Европейское космическое агентство (European Space Agency — ESA) предоставляет свободный доступ к данным двух европейских спутников с РСА-аппаратурой — Sentinel-1A и Sentinel-1B. Эти данные открывают беспрецедентные возможности для изучения динамики и свойств морского льда, хотя они и не обеспечивают ежедневное полное покрытие Арктического региона. В среднем можно рассчитывать на один снимок за 3–4 дня для любой точки, хотя некоторые области (например, Северо-Европейский бассейн) имеют ежедневное покрытие. Ещё одна сложность в использовании именно этих данных для оперативного мониторинга — ресурсоёмкость

любых алгоритмов на базе РСА-данных. Поскольку данные имеют высокое разрешение, каждая гранула характеризуется немалым размером, поэтому только загрузка полного набора данных и их перепроецирование могут занять достаточно много времени.

Данные спектральных радиометров, измеряющих интенсивность отражённого солнечного света, позволяют при безоблачной погоде получать высокодетальные изображения поверхности. На таких снимках изображение льда близко к воспринимаемому человеческим глазом, а разделение на лёд и воду основано на различиях альбедо этих сред [9]. Правда, возможности выполнения таких измерений в Арктике ограничены: во-первых, во время полярной ночи данные получить нельзя; во-вторых, ясная погода в полярных районах бывает очень редко. Измерения в ИК-диапазоне, в отличие от видимого, не имеют ограничений, связанных с длиной светового дня, но присутствие облаков также препятствует получению информации о поверхности. Физическая основа разделения льда и воды на основе ИК-измерений — разница в температурах их поверхности [10]. ИК-снимки для картирования морского льда не получили широкого распространения из-за больших погрешностей.

Спутниковые спектральные радиометры имеют большое число каналов измерений и сравнительно высокое пространственное разрешение (от нескольких сотен метров для каналов видимого диапазона до ~1 км для каналов ИК-диапазона). Существуют десятки спутниковых платформ со спектральными радиометрами, включая несколько российских (Метеор-М № 2, Ресурс-П, Канопус-В). Один из широко используемых инструментов — Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (*MODIS*) на борту американских спутников Terra и Aqua с 2000 г. проводит регулярную съёмку земной поверхности в 36 спектральных каналах в полосе обзора ~2330 км [11]. Для повышения информативности данных в условиях облачности НАСА (National Aeronautics and Space Administration) создаёт продукты разного временного осреднения [12], что позволяет получать квазибезоблачные изображения поверхности, которые также используют при картировании морского льда [13].

Измерения микроволновых радиометров дают возможность восстанавливать такие параметры морского льда, как его сплочённость и тип [14]. Широкий пространственный охват, регулярность, независимость от облачности и продолжительность калиброванных измерений — залог использования этих данных при изучении изменений климата [15]. Среди десятка различных методов восстановления сплочённости ледяного покрова [16] особый интерес вызывают методы картирования морского льда с использованием измерений вблизи 90 ГГц, позволяющие строить карты льда с разрешением несколько километров [17]. Например, при измерениях с помощью японского микроволнового радиометра Advanced Microwave Scanning Radiometer 2 (AMSR2) можно достигнуть разрешения 3 км [18].

Существующие ресурсы ледовых карт и спутниковых продуктов по морскому льду

Ни один тип спутниковых данных не позволяет проводить всесторонний мониторинг морского льда на регулярной основе. Данные РСА — нерегулярны, а оптические снимки бесполезны в условиях облачности. Микроволновые радиометры обеспечивают регулярное покрытие Арктики измерениями, интерпретация которых не зависит от облачности, но имеют низкие пространственные разрешения. Вместе с тем, имея все эти данные и продукты их обработки, можно получить достаточно много информации для оперативного мониторинга и изучения ледовой обстановки. В настоящее время карты базовых характеристик морского льда (сплочённость, форма, возраст) создаются и/или архивируются в таких крупнейших центрах обработки спутниковой информации, как Американский национальный центр данных по снегу и льду (National Snow and Ice Data Center — NSIDC), Европейский центр (EUMETSAT Ocean and Sea Ice Satellite Application Facility — OSI SAF), Канадская ледовая служба (Canadian Ice Service — CIS), Норвежская ледовая служба (Norwegian Ice Service — NIS), Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт (ААНИИ). Основой для построения ледовых карт служат спутниковые данные, дополнен-

ные судовыми, авиационными и станционными наблюдениями и обобщённые ледовыми экспертами [9]. Несмотря на ценность этих информационных ресурсов, большинство из них имеют ограничения, затрудняющие их практическое использование. Эти ограничения связаны с масштабами временного усреднения, информационным содержанием и/или низким пространственным разрешением.

Так, карты ААНИИ для всей Арктики – одни из самых надёжных ресурсов информации о типах и сплочённости морского льда в Арктике. Эти карты создаются высококвалифицированными специалистами на основе экспертного анализа всех имеющихся спутниковых и контактных измерений [1]. Однако общедоступные карты имеют временные и информационные ограничения. Они содержат средние данные за семь дней (http://www.aari.ru/odata/_d0015.php?lang=0). Летом ледовые карты ААНИИ отражают только распределение льда по обобщённым грациям сплочённости, а зимой – по обобщённым грациям возраста (типа). Аналогичные семидневные ледовые карты выпускают и NIS (для Арктики и Антарктики), и CIS (для района Канадской Арктики). Научно-исследовательский центр (НИЦ) «Планета» создаёт карты ледовой обстановки в виде специализированного геосервиса. Отличительная особенность картографического веб-сервиса «НИЦ «Планета» – представление данных в виде мультимасштабного продукта, позволяющего в разных масштабах получать разные виды информации: например, в мелком масштабе отображается кромка льда, в среднем – карта распределения припая и плавучего льда, в среднем и крупном – карта ледовой обстановки с информацией о типе, сплочённости, возрасте и форме льда [19]. Подобный же сервис предоставляет и ААНИИ коммерческим компаниям, заинтересованным в безопасности навигации и нефте- и газодобывающей деятельности. Воспользоваться этими сервисами для научных исследований на бесплатной основе невозможно, как и многофункциональными гео-сервисами российского лидера в сфере спутникового мониторинга – компании СКАНЭКС.

Европейская ледовая служба (OSI SAF) через организацию партнёра Norwegian Meteorological Institute (Норвежский метеорологический ин-

ститут – НМИ) создаёт карты морского льда для морей Северо-Европейского бассейна. Методика составления карт включает в себя: обобщение исходных данных за предыдущие несколько суток ледовым экспертом; выделение и нанесение на карту границ однородных зон по общей и частным сплочённостям льда и возрастным грациям. Бесплатно доступны карты среднесуточных обобщённых граций сплочённостей с разрешением 1 км. Единая государственная система информации об обстановке в Мировом океане (ЕСИМО) представляет собой систему для доступа к ресурсам морских информационных систем, включая большое разнообразие карт характеристик морского льда (<http://esimo.ru/portal>). К информационным ресурсам ЕСИМО относятся данные ведомственных информационных систем морской направленности, в том числе Всероссийского научно-исследовательского института гидрометеорологической информации-Мирового центра данных (ВНИИГМИ-МЦД), аккумулирующего и распространяющего данные российских и зарубежных институтов, среди которых карты ААНИИ, «НИЦ «Планета» и др. Однако ни один из существующих ресурсов не позволяет выполнять комплексный анализ морского льда в Арктике с использованием свободно распространяемых спутниковых продуктов в среде геосервиса.

Арктический портал

Представление спутниковой информации в среде геосервиса позволяет отобразить состояние ледяного покрова на карте. Арктический портал (Портал), разработанный в Лаборатории спутниковой океанографии РГГМУ – ГИС-система, реализованная как веб-приложение, работу с которой можно вести с помощью любого современного веб-браузера. Портал позволяет работать со спутниковыми данными разного пространственного и временного разрешения. Часть данных доступна для просмотра в архивном режиме, но основная функция Портала – оперативный мониторинг состояния Арктики. Поскольку Портал использует сторонние источники спутниковых данных, его оперативность лимитируется временем появления данных на сайтах ресурсов. В настоящее время Портал ис-

пользует все описанные в предыдущем разделе типы данных дистанционного зондирования, позволяющие изучать морской лёд:

1) данные PCA Sentinel-1 A/B высокого пространственного разрешения (источник данных уровня L1 – <https://scihub.copernicus.eu/dhus>);

2) восьмидневные RGB (оптические) карты MODIS с пространственным разрешением 500 м (источник продуктов MOD09 и MYD09 – <https://ladsweb.modaps.eosdis.nasa.gov>);

3) оптические и ИК-снимки MODIS оригинального пространственного и временного разрешения (1 км для ИК, 250 м для видимых изображений, источник продуктов MOD021KM и MYD021KM – <https://ladsweb.modaps.eosdis.nasa.gov>);

4) карты морского льда Норвежского метеорологического института для морей Северо-Атлантического бассейна (источник данных – <https://thredds.met.no>);

5) среднесуточный продукт Университета Бремена по сплочённости морского льда по данным AMSR-E, AMSR2 с пространственным разрешением 6,25 км (источник данных – <http://www.iup.uni-bremen.de>);

6) среднесуточный продукт ЛСО по сплочённости морского льда по данным AMSR2 с пространственным разрешением 3×3 км (источник данных уровня L1R, используемых для получения продукта – <ftp.gportal.jaxa.jp>);

7) в тестовом режиме – продукт ЛСО по классификации морской поверхности по типу лёд/вода на основе данных PCA Sentinel-1 A/B.

Портал, как и любой веб-сервис, состоит из программы, обеспечивающей работу пользовательского интерфейса и программ работы с данными. Используются библиотеки и OpenLayers (v4.6.5), React (v16.1), Flask и программные платформы Node.js, Python и PostgreSQL. Вся система работы с данными полностью автоматизирована, начиная с их загрузки и заканчивая отображением полей геофизических параметров или спутниковых измерений на Портале. Данные загружаются и обрабатываются специальными подпрограммами-обработчиками, зависящими от конкретного типа данных. Работа обработчиков может заключаться лишь в перепроецировании данных в полярную стереографическую проекцию (одна из наиболее удобных картографических проекций для изображения

всего региона Арктики). Возможно также применение различных алгоритмов для обработки спутниковых данных уровня Level 1, реализующих как общеизвестные методы восстановления геофизических параметров, так и оригинальные, разработанные в ЛСО. Например, обработчик, производящий спутниковый продукт по сплочённости морского льда по данным AMSR2, создаёт файлы, содержащие данные измерений радиояркостной температуры $T_{\text{я}}$ микроволнового излучения на частоте 89 ГГц на регулярной сетке в полярной стереографической проекции, а затем рассчитывает среднесуточные значения $T_{\text{я}}$, по которым восстанавливается сплочённость льда с использованием алгоритма, разработанного в ЛСО. Все операции с данными, выполняемые для обеспечения оперативного мониторинга, ведутся в автоматическом режиме на серверах ЛСО. Система загрузки и обработки данных – распределённая и снабжена возможностями мониторинга ошибок и состояния.

Кроме отображения выбранных продуктов на карте, Портал даёт возможность работать с данными. В первую очередь, это настройка визуального представления данных – выбор цветовой схемы и диапазона шкалы для каждого снимка или всего продукта. Можно изменять прозрачность слоёв и порядок их наложения, настраивать вид самой карты, добавлять маску суши и карту глубин. На карту можно наносить (и при желании сохранять) различные объекты – отмечать интересующие точки или области для последующей работы, например, для визуального анализа дрейфа льда или оценки характеристик полыньи, разломов во льду и т.д. Можно посмотреть значение отображаемой величины и координату точки под курсором, построить график изменения величины вдоль сечения.

Для каждого набора данных, представленного на Портале, можно получить детальную информацию – пространственное разрешение, время съёмки, доступные каналы измерений и т.д. Помимо возможности работы с данными в браузере, Портал обеспечивает зарегистрированным пользователям возможность экспортировать данные с учётом выбранной даты и района. По специальному запросу доступна также возможность запуска процесса обработки архивных данных для выбранной даты и региона с возможностью отслеживания статуса выполнения зада-

чи через веб-интерфейс. После её завершения данные становятся доступными на портале для просмотра и скачивания. Портал также позволяет создавать базы данных идентифицированных объектов, следить за динамикой различных видов и форм морского льда, его дрейфом, оценивать проходимость льда и т.д. Все эти возможности обеспечивают удобство изучения состояния и динамики ледяного покрова.

Использование Арктического портала для изучения морского льда

Полыньи в морях Арктики – основные зоны, где образуется молодой морской лёд зимой. Изучение их динамики на больших пространствах невозможно без спутниковых данных. С использованием Арктического портала установлено, что оценка устойчивости полыней и их характеристик в современном климате требует пересмотра. Так, Северная Новоземельская полынья считается устойчивой с повторяемостью более 50% [20]. Анализ карт среднесуточных значений сплочённости ледяного покрова показал, что в 2018 г. эта полынья не наблюдалась в течение двух месяцев – с начала марта до конца апреля. Возможности Портала при исследовании полыней показаны на рис. 1 на примере полыньи, образовавшейся к северо-востоку от Новой Земли под влиянием сильного юго-западного ветра с берега. Изображение поля сплочённости морского льда (среднесуточный продукт Университета Бремена по данным AMSR2) за 9 мая 2018 г. позволяет с помощью инструмента выделения полыньи (автоматически выделенный полигон 1) оценить её протяжённость и площадь. Максимальная ширина полыньи оценена вручную с помощью инструмента «линейка». Изображение поля сплочённости льда за предыдущий день (не представлено) позволяет оценить направление дрейфа льда (вручную установленный вектор разметки). По серии изображений можно проследить, что данная полынья образовалась 2 мая 2018 г. и просуществовала чуть более двух недель.

В настоящее время с помощью Портала ведётся работа по изучению динамики полыней в Карском море на основе данных по сплочённости морского льда, восстановленных по матери-

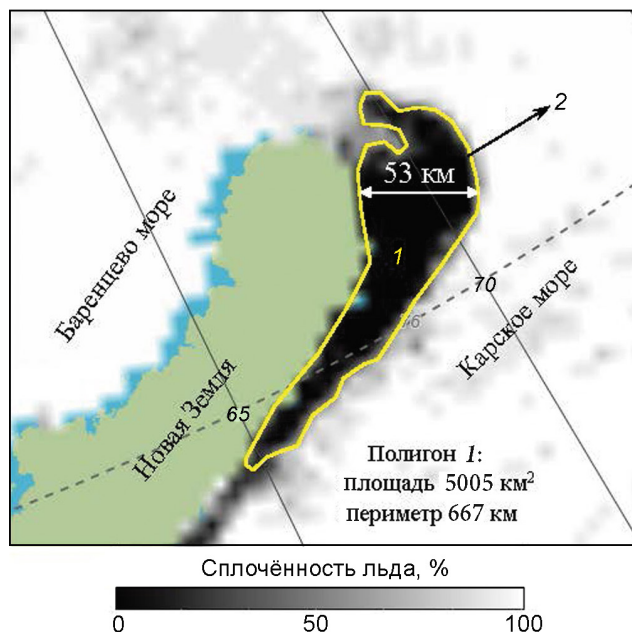


Рис. 1. Поле сплочённости морского льда по данным AMSR2 (среднесуточный продукт Университета Бремена) за 9 мая 2018 г.

Объекты на карте: полынья (автоматически выделенный полигон 1); вектор дрейфа льда 2 (вручную установленный вектор разметки); метка со значением ширины полыньи (53 км), измеренной с помощью инструмента «линейка»

Fig. 1. Sea ice concentration from AMSR2 data (daily averaged product of the University of Bremen), May 9, 2018. Objects on the map: West Severozemelskaya polynya (automatically selected polygon 1); sea ice drift vector 2 (manually set vector markup); the markup with a polynya width (53 km), measured with a tool «ruler»

алам AMSR-E и AMSR2 за период 2002–2018 гг. Рис. 2 демонстрирует возможность использования восьмидневных оптических данных MODIS с разрешением 500 м (см. рис. 2, а, б, в) для изучения динамики полыней в Карском море в июне 2018 г. Регулярные оптические снимки MODIS рассматриваемого района из-за превалирующей облачности не позволяют наблюдать за ледяным покровом (см. рис. 2, б). Среднесуточные карты сплочённости по данным AMSR2 можно использовать в качестве источника информации только для тех полыней, размеры которых превышают пространственное разрешение данного продукта (6,25 км). Так, Амдерминская полынья (АП) шириной меньше 2 км в поле сплочённости не идентифицируется (см. рис. 2, в). В то же время размеры Ямальской (ЯП), Обь-Енисейской (ОЕП), Северной Новоземельской (СНЗП) и Южной

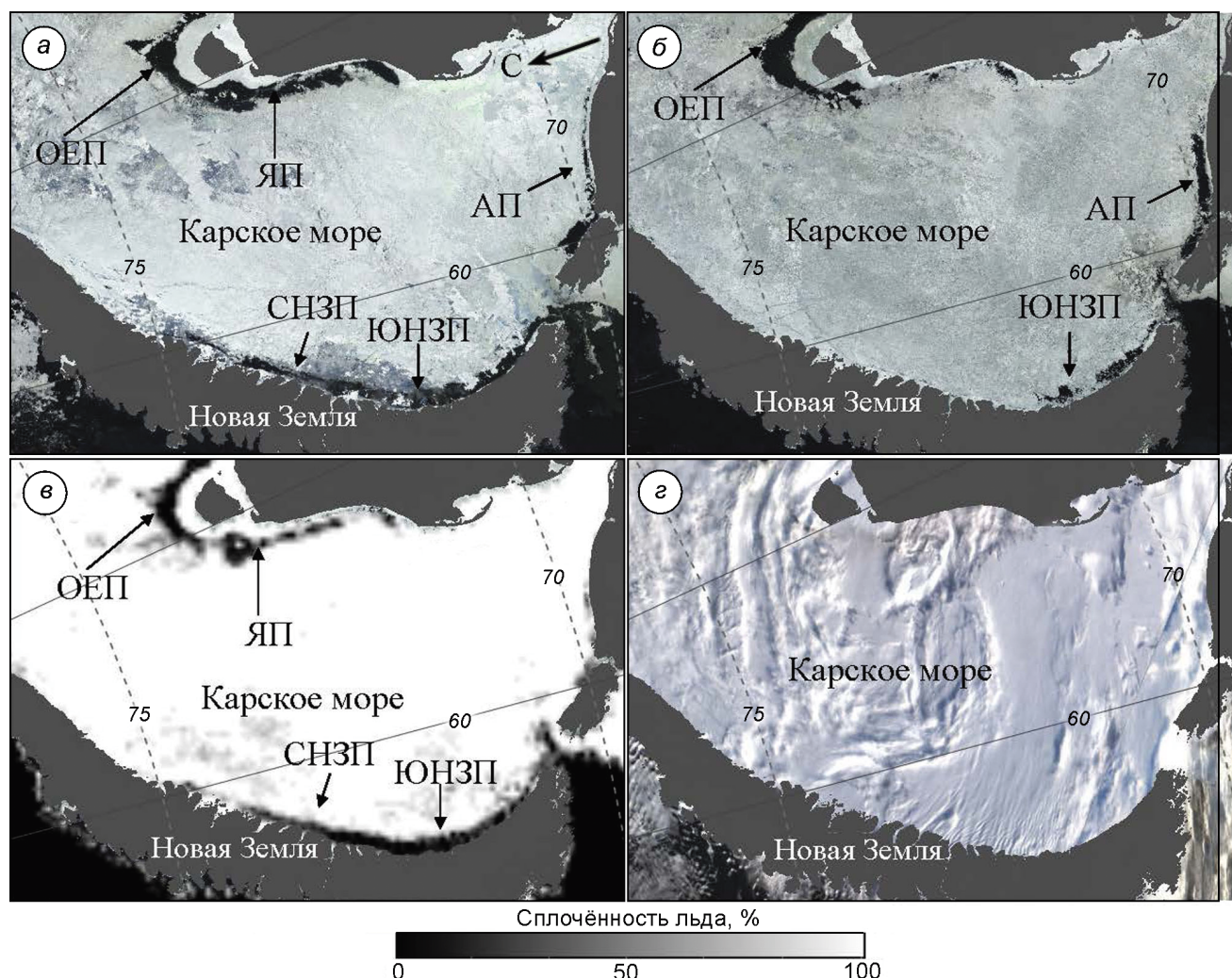


Рис. 2. Восьмидневные композитные оптические изображения MODIS с разрешением 500 м: *а* – за 26 мая–2 июня 2018 г., *б* – за 3–10 июня 2018 г.; *в* – сплочённость льда по данным AMSR2 – среднесуточный продукт Университета Бремена с разрешением 6,25 км; *г* – изображение MODIS за 4 июня 2018 г. с разрешением 250 м. Полюны: АП – Амдерминская; ЯП – Ямальская; ОЕП – Обь-Енисейская; СНЗП – Северная Новоземельская; ЮНЗП – Южная Новоземельская

Fig. 2. 8-day averaged MODIS optical image with a resolution of 500 m: *a* – May 26–June 2, 2018, *б* – June 3–10, 2018; *в* – daily sea ice concentration, retrieved from AMSR2 data – satellite product of the University of Bremen a resolution of 6.25 km; *г* – MODIS images on June 4, 2018 a resolution of 250 m. Polynya: АП – Amdermink; ЯП – Yamal; ОЕП – Ob-Yenisei; СНЗП – Northern Novozemelskaya; ЮНЗП – South Novozemelskaya

Новоземельской (ЮНЗП) полыней достаточно велики, чтобы проследить динамику их характеристик с высоким временным (ежедневно), но низким пространственным разрешением по данным AMSR2.

Пример совместного использования карт ледяного покрова на основе различных спутниковых данных, доступных на Арктическом портале, представлен на рис. 3. Отсутствие облаков надо льдом в Гренландском море 30 мая 2018 г. (см. рис. 3, *а*) позволяет проанализировать со-

стояние ледяного покрова на оптическом снимке MODIS (хорошо выделяются зоны припая и крупно-битого льда разного возраста). Этот же снимок можно использовать для верификации карты среднесуточной балльности льда по классификации Норвежского метеорологического института (см. рис. 3, *б*) и по данным AMSR2 (см. рис. 3, *в*). Поскольку облачность частично закрывает поверхность моря в левой части снимка, точное положение кромки льда лучше определяется по данным радиолокаци-

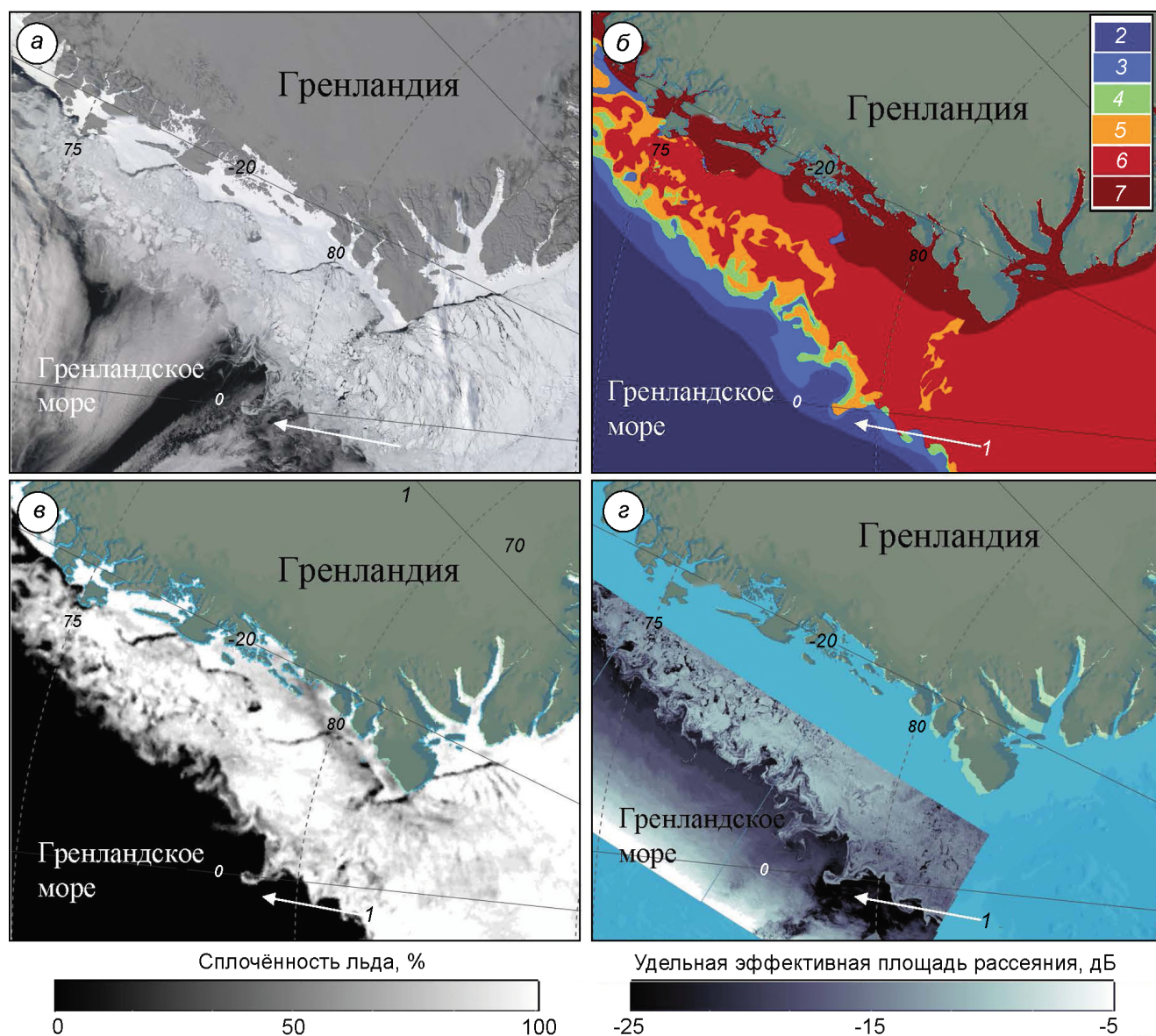


Рис. 3. Лёд в Гренландском море 30 мая 2018 г. по данным мультисенсорного зондирования:

а – оптическое изображение MODIS 08:45 Гр.; б – карта среднесуточной бальности льда по классификации Норвежского метеорологического института: 2 – вода (0–10%); 3 – редкий лёд (10–40%); 4 – разреженный лёд (40–70%); 5 – сжатый лёд (70–90%); 6 – сплочённый лёд (90–100%); 7 – припай (100%); в – сплочённость льда по данным AMSR2; г – радиолокационное изображение Sentinel-1A 07:37 Гр. Зона 1 – область, свободная ото льда

Fig. 3. Multi-sensor data analysis of the sea ice in the Greenland Sea on May 30, 2018:

а – MODIS optical image at 08:45 UTC; б – Norwegian Meteorological Institute daily averaged sea ice map: 2 – open water (0–10%); 3 – very open drift ice (10–40%); 4 – open drift ice (40–70%); 5 – close drift ice (70–90%); 6 – very close drift ice (90–100%); 7 – fast ice (100%); в – sea ice concentration from the AMSR2 data and (г) Sentinel-1A SAR image at 07:37 UTC. 1 – open water area

онного изображения Sentinel-1A (см. рис. 3, г). Область в верхней части снимка, где тон изображения меняется от светлого (слева) к более тёмному (справа), однозначно интерпретируется как вода, поскольку удельная эффективная площадь рассеяния морской воды при наличии ветра характеризуется существенной азимуталь-

ной анизотропией по сравнению с этой же характеристикой морского льда. Однако область однородного чёрного цвета внизу изображения (зона 1) можно интерпретировать и как поле ниласа, и как область абсолютного безветрия над морской водой. Лишь привлечение к анализу спутникового продукта по сплочённости

льда (см. рис. 3. в) позволяет классифицировать зону 1 как область, свободную ото льда.

Рис. 4 иллюстрирует развитие летнего мезомасштабного циклона к северо-западу от архипелага Земля Франца-Иосифа вблизи кромки морского льда. Слой сплочённости льда (продукт ЛСО) дан в цветовой схеме seismic и наложен на видимое изображение MODIS с прозрачностью 35%. Точное положение кромки идентифицируется по снимкам PCA Sentinel-1B с разрешением 40 м. В правой верхней части рис. 4, где наблюдаются облака и для которой отсутствуют снимки PCA, положение кромки можно определить по сплочённости льда с разрешением 3 км по данным AMSR2. В этом случае спутниковый продукт низкого пространственного разрешения дополняет данные высокого пространственного разрешения (Sentinel-1B и MODIS), обеспечивая картирование ледяного покрова там, где эти данные отсутствуют.

Рис. 5 иллюстрирует возможности Портала для тестирования существующих и новых спутниковых продуктов по морскому льду. На нём представлены результаты классификации морской поверхности по типу лёд/вода по данным PCA-снимков со спутника Sentinel-1 (см. рис. 5, а) с использованием нейронно-сетевого алгоритма, разработанного в Лаборатории спутниковой океанографии, и готовый продукт классификации Норвежской ледовой службы (см. рис. 5, в). Оценка качества автоматической классификации может быть получена на основании визуального анализа снимков УЭПР Sentinel-1 (см. рис. 5, б) и поля сплочённости льда по данным AMSR2 (см. рис. 5, г). Из рис. 5 видно, что соответствие результатов классификации (см. рис. 5, а) карте NIS (см. рис. 5, в) очень хорошее. Однако сравнение с полем сплочённости льда по данным AMSR2 (см. рис. 5, г) показывает неспособность алгоритма идентифицировать, например, Южную полынью Земли Франца-Иосифа, которая образуется с южной стороны острова Земля Георга и хорошо различается как в поле сплочённости по данным AMSR2, так и на исходных снимках PCA Sentinel-1 (см. рис. 5, б). Данная ошибка связана с тем, что сам нейронно-сетевой алгоритм настраивался с использованием карт NIS и поэтому унаследовал ошибки, присущие этим данным. Поэтому внедрение алгоритма автоматического разделения льда и

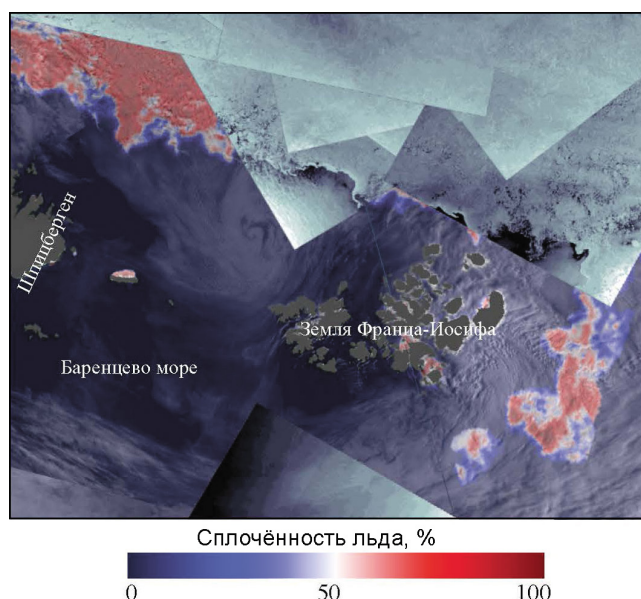


Рис. 4. Пример комплексного анализа состояния ледяного покрова и облачности над водной поверхностью 15 июля 2018 г. к северу от архипелага Земля Франца-Иосифа вблизи кромки морского льда.

Слой сплочённости льда с прозрачностью 35% дан в цветовой схеме seismic и наложен на видимое изображение MODIS. Сверху наложены доступные снимки PCA Sentinel-1B

Fig. 4. An example of a comprehensive analysis of the sea ice state and clouds over water on July 15, 2018 north off the Franz Josef Land Archipelago near the sea ice edge.

A layer of the sea ice concentration with a transparency of 35% is given in a seismic color scheme and superimposed on the visible MODIS image. Available Sentinel-1B SAR images are superimposed at the top

воды на основе снимков PCA Sentinel-1 в портал для оперативного мониторинга требует продолжения исследований.

Заключение

Современная политика крупнейших зарубежных центров спутниковых данных позволяет бесплатно использовать их для изучения морских льдов. Однако огромные объёмы и разнообразие типов и форматов доступных данных затрудняют их эффективное использование без представления в среде геосервисов. Созданный для мониторинга и прогноза состояния окружающей среды Арктики Арктический портал Лаборатории спутниковой океанографии Российского государственного гидрометеорологического университета позволяет оперативно

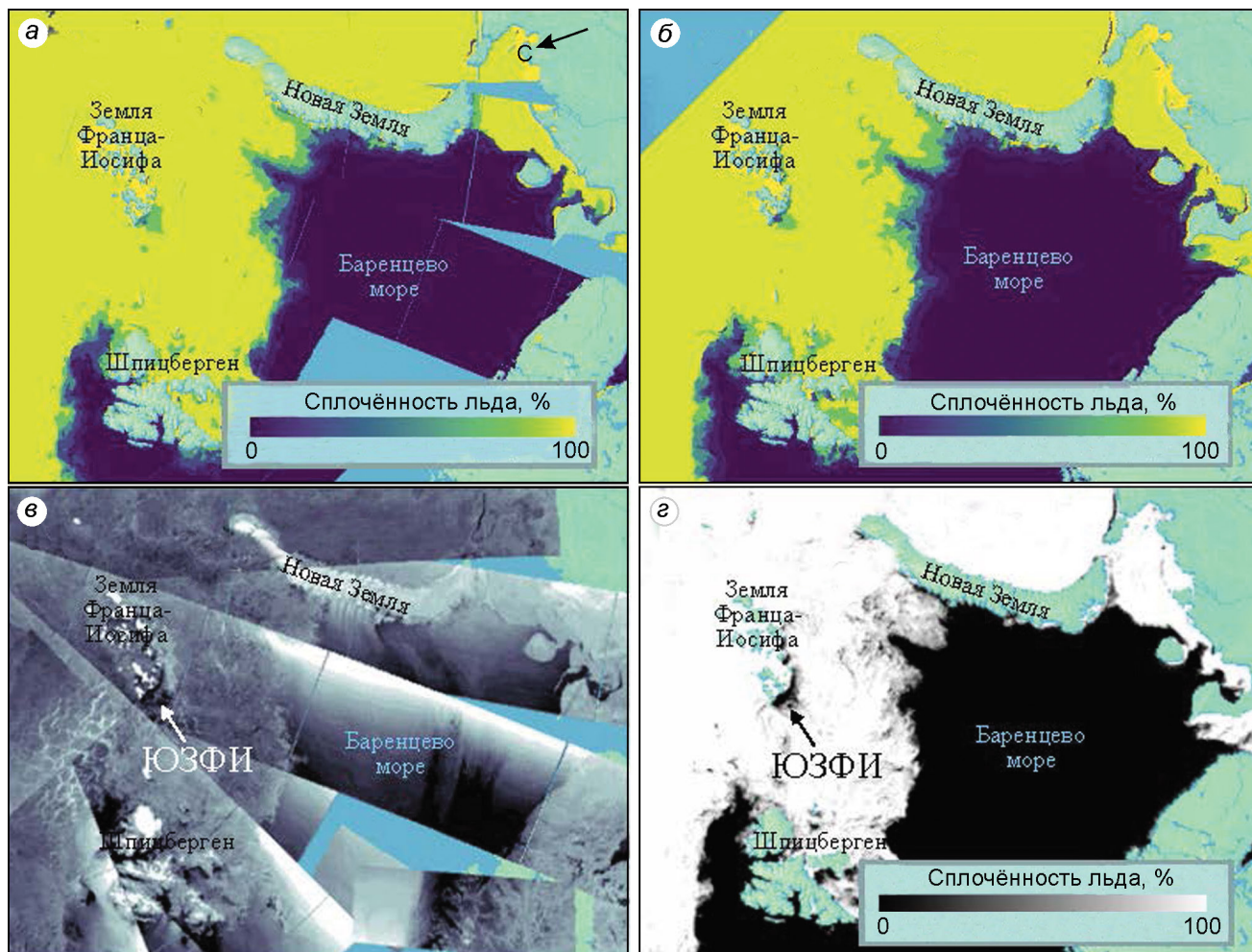


Рис. 5. Классификация льда по данным Sentinel-1 23 апреля 2018 г.:

а – с использованием алгоритма, разработанного в Лаборатории спутниковой океанографии; *б* – готовый продукт Норвежского метеорологического института; *в* – поле удельной эффективной площади рассеяния радиолокационного сигнала по данным Sentinel-1A; *г* – поле сплочённости льда по данным AMSR-2 (продукт Университета Бремена). ЮЗФИ – полынья Южная Земля Франца-Иосифа

Fig. 5. Sea ice classification from Sentinel-1 SAR on April 23, 2018:

a – using the algorithm developed in SOLab; *б* – NMI sea ice product; *в* – Sentinel-1 SAR image; *г* – daily sea ice concentration, retrieved from AMSR-2 (satellite product of the University of Bremen). ЮЗФИ – South Frantz Josef Land polynya

анализировать состояние ледяного покрова и решать задачи, связанные с изучением морского льда на основе архивных данных. Эти возможности обеспечиваются отображением на карте Арктики спутниковых продуктов разного пространственного разрешения и временного осреднения и набором интерактивных инструментов для анализа. Каждый из продуктов, пригодных для мониторинга морского льда, имеет свои достоинства и ограничения. Их совместное использование позволяет определять положение кромки льда и его сплочённость, изучать суточную изменчивость ледяного покрова, про-

цессы формирования различных типов и форм морского льда, проводить анализ полыней и разрывов в ледяном покрове, верифицировать существующие и новые продукты по морскому льду и карты морского льда.

Благодарности. Исследования, представленные в настоящей работе, выполнены с помощью гранта Российского научного фонда № 17-77-30019.

Acknowledgments. The work has been supported by the Russian Science Foundation project # 17-77-30019.

Литература

References

1. Фролов И.Е. Океанография и морской лед. М.: Paulsen, 2011. 432 с.
2. Zakhvatkina N., Korosov A., Muckenhuber S., Sandven S., Babiker M. Operational algorithm for ice–water classification on dual-polarized RADARSAT-2 images // *The Cryosphere*. 2017. T. 11. № 1. P. 33–46.
3. Rivas B.M., Otosaka I., Stoffelen A., Verhoef A. A scatterometer record of sea ice extents and backscatter: 1992–2016 // *The Cryosphere*. 2018. V. 12. № 9. P. 2941–2953.
4. Rivas M.B., Verspeek J., Verhoef A., Stoffelen A. Bayesian Sea Ice Detection With the Advanced Scatterometer ASCAT // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 2012. V. 50. № 7. P. 2649–2657.
5. Dierking W. Sea ice classification on different spatial scales for operational and scientific use // *ESA SP-722*. Edinburgh, UK. 2013. doi: 10013/epic.44280.
6. Muckenhuber S., Sandven S. Open-source sea ice drift algorithm for Sentinel-1 SAR imagery using a combination of feature tracking and pattern matching // *The Cryosphere*. 2017. V. 11. № 4. P. 1835–1842.
7. Ressel R., Frost A., Lehner S. A Neural Network-Based Classification for Sea Ice Types on X-Band SAR Images // *IEEE Journ. of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*. 2015. V. 8. № 7. P. 3672–3680.
8. Leigh S., Wang Z., Clausi D.A. Automated Ice–Water Classification Using Dual Polarization SAR Satellite Imagery // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 2014. V. 52. № 9. P. 5529–5539.
9. Смирнов В.Г., Бушуев А.В., Захваткина Н.Ю., Лощилов В.С. Спутниковый мониторинг морских льдов // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2010. Т. 85. № 2. С. 62–76.
10. Key J., Haefliger M. Arctic ice surface temperature retrieval from AVHRR thermal channels // *Journ. of Geophys. Research. Atmospheres*. 1992. V. 97. № D5. P. 5885–5893.
11. Salomonson V.V., Barnes W., Xiong J., Kempler S., Masuoka E. An overview of the Earth Observing System MODIS instrument and associated data systems performance // *Proc. of IEEE Intern. Geoscience and Remote Sensing Symposium*. 2002. V. 2. P. 1174–1176.
12. Vermote E.F., Roger J.P., Ray J.P. MODIS surface reflectance user's guide. MODIS Land Surface Reflectance Science Computing Facility, version 1.4, 2015. P. 35.
13. Feng L., Hu C., Li J. Can MODIS Land Reflectance Products be Used for Estuarine and Inland Waters? // *Water Resource Research*. 2018. V. 54. № 5. P. 3583–3601.
14. Comiso J.C., Cavalieri D.J., Parkinson C.L., Gloersen P. Passive microwave algorithms for sea ice concentration: A comparison of two techniques // *Remote Sensing of Environment*. 1997. V. 60. № 3. P. 357–384.
1. Frolov I.E. *Okeanografiya i morskoy led*. Oceanography and sea ice. Moscow: Paulsen, 2011: 432 p. [In Russian].
2. Zakhvatkina N., Korosov A., Muckenhuber S., Sandven S., Babiker M. Operational algorithm for ice–water classification on dual-polarized RADARSAT-2 images. *The Cryosphere*. 2017, 11 (1): 33–46.
3. Rivas B.M., Otosaka I., Stoffelen A., Verhoef A. A scatterometer record of sea ice extents and backscatter: 1992–2016. *The Cryosphere*. 2018, 12 (9): 2941–2953.
4. Rivas M.B., Verspeek J., Verhoef A., Stoffelen A. Bayesian Sea Ice Detection With the Advanced Scatterometer ASCAT. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 2012, 50 (7): 2649–2657.
5. Dierking W. Sea ice classification on different spatial scales for operational and scientific use. *ESA SP-722*. Edinburgh, UK. 2013, doi: 10013/epic.44280.
6. Muckenhuber S., Sandven S. Open-source sea ice drift algorithm for Sentinel-1 SAR imagery using a combination of feature tracking and pattern matching. *The Cryosphere*. 2017, 11 (4): 1835–1842.
7. Ressel R., Frost A., Lehner S. A Neural Network-Based Classification for Sea Ice Types on X-Band SAR Images. *IEEE Journ. of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*. 2015, 8 (7): 3672–3680.
8. Leigh S., Wang Z., Clausi D.A. Automated Ice–Water Classification Using Dual Polarization SAR Satellite Imagery. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 2014, 52 (9): 5529–5539.
9. Smirnov V.G., Bushuev A.V., Zakhvatkina N.Yu., Loshchilov V.S. Satellite monitoring of sea ice. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of Arctic and Antarctic. 2010, 85 (2): 62–76. [In Russian].
10. Key J., Haefliger M. Arctic ice surface temperature retrieval from AVHRR thermal channels. *Journ. of Geophys. Research. Atmospheres*. 1992, 97 (D5): 5885–5893.
11. Salomonson V.V., Barnes W., Xiong J., Kempler S., Masuoka E. An overview of the Earth Observing System MODIS instrument and associated data systems performance. *Proc. of the IEEE Intern. Geoscience and Remote Sensing Symposium*. 2002, 2: 1174–1176.
12. Vermote E.F., Roger J.P., Ray J.P. MODIS surface reflectance user's guide. MODIS Land Surface Reflectance Science Computing Facility, version 1.4. 2015: 35.
13. Feng L., Hu C., Li J. Can MODIS Land Reflectance Products be Used for Estuarine and Inland Waters? *Water Resource Research*. 2018, 54 (5): 3583–3601.
14. Comiso J.C., Cavalieri D.J., Parkinson C.L., Gloersen P. Passive microwave algorithms for sea ice concentration: A comparison of two techniques. *Remote Sensing of Environment*. 1997, 60 (3): 357–384.

15. *Teleti P.R., Luis A.J.* Sea Ice Observations in Polar Regions: Evolution of Technologies in Remote Sensing // Intern. Journ. of Geosciences. 2013. V. 4. № 7. P. 1031–1050.
16. *Ivanova N., Pedersen L.T., Tonboe R.T., Kern S., Heygster G., Laverne T., Sørensen A., Saldo R., Dybkjaer G., Brucker L., Shokr M.* Satellite passive microwave measurements of sea ice concentration: An optimal algorithm and challenges // The Cryosphere. 2015. V. 9. P. 1797–1817.
17. *Svendsen E., Matzler C., Grenfell T.C.* A model for retrieving total sea ice concentration from a spaceborne dual-polarized passive microwave instrument operating near 90 GHz // Intern. Journ. of Remote Sensing. 1987. V. 8. № 10. P. 1479–1487.
18. *Spreen G., Kaleschke L., Heygster G.* Sea ice remote sensing using AMSR-E 89-GHz channels // Journ. of Geophys. Research. Oceans 1978–2012. 2008. V. 113. № C2. doi: 10.1029/2005JC003384.
19. *Асмус В.В., Затыгалова В.В., Кровотынцев В.А., Тренина И.С.* Картографический веб-сервис мультимасштабной спутниковой информационной продукции ледовой обстановки северной части Каспийского моря в период 2012–2014 гг. // Гео-матика. 2016. Т. 1. С. 88–91.
20. *Карелин И.Д., Карклин В.П.* Припай и заприпайные полыньи арктических морей сибирского шельфа в конце XX – начале XXI века. СПб.: ААНИИ, 2012. 180 с.
15. *Teleti P.R., Luis A.J.* Sea Ice Observations in Polar Regions: Evolution of Technologies in Remote Sensing. Intern. Journ. of Geosciences. 2013, 4 (7): 1031–1050.
16. *Ivanova N., Pedersen L.T., Tonboe R.T., Kern S., Heygster G., Laverne T., Sørensen A., Saldo R., Dybkjaer G., Brucker L., Shokr M.* Satellite passive microwave measurements of sea ice concentration: An optimal algorithm and challenges. The Cryosphere. 2015, 9: 1797–1817.
17. *Svendsen E., Matzler C., Grenfell T.C.* A model for retrieving total sea ice concentration from a spaceborne dual-polarized passive microwave instrument operating near 90 GHz. Intern. Journ. of Remote Sensing. 1987, 8 (10): 1479–1487.
18. *Spreen G., Kaleschke L., Heygster G.* Sea ice remote sensing using AMSR-E 89-GHz channels. Journ. of Geophys. Research. Oceans 1978–2012. 2008, 113 (C2): doi: 10.1029/2005JC003384.
19. *Asmus V.V., Zatiagalova V.V., Krovotyntsev V.A., Trenina I.S.* Web mapping service for multiscale satellite information products of ice conditions in the northern part of the Caspian Sea in the period 2012–2014. *Geomatika*. Geomatics. 2016, 1: 88–91. [In Russian].
20. *Karelin V.P., Karklin V.P.* Припай и заприпайные полыньи арктических морей сибирского шельфа в конце XX – начале XXI века. Fast ice and polynyas of the Arctic seas of the Siberian shelf in the end of XX – beginning of XXI century. St. Petersburg: AARI, 2012: 180 p. [In Russian].

Палеогляциология

УДК 551.345:544.02

doi: 10.31857/S2076673420020038

Реконструкция зимней температуры воздуха раннего и среднего голоцена по изотопному составу ледяных жил восточного побережья полуострова Давркина, Чукотка

© 2020 г. Н.А. Буданцева*, А.А. Маслаков, Ю.К. Васильчук, А.В. Баранская, Н.В. Белова, А.К. Васильчук, Ф.А. Романенко

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

*nadin.budanceva@mail.ru

Winter air temperature in the early and middle Holocene on the eastern coast of Daurkin Peninsula, Chukotka, reconstructed from stable isotopes of ice wedges

N.A. Budantseva*, A.A. Maslakov, Yu.K. Vasil'chuk, A.V. Baranskaya, N.V. Belova, A.C. Vasil'chuk, F.A. Romanenko

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

*nadin.budanceva@mail.ru

Received May 16, 2019 / Revised July 30, 2019 / Accepted December 13, 2019

Keywords: *Chukotka, deuterium excess, Holocene, hydrogen isotopes, ice vein/wedge, oxygen isotopes, paleotemperature reconstruction, peatland, radiocarbon age, winter air temperature.*

Summary

The object of research is the Holocene massive ice veins on the Eastern coast of the Daurkin Peninsula, the easternmost part of the Chukotka. Peat bogs with ice veins occur on the surface of marine terraces (near Uelen and Lorino settlements) and on flood plain of the Koolen' Lake; the thickness of peat varies from 0.7 to 2.5 m. Radiocarbon dating of the peat enclosing the investigated ice veins near Uelen and Lorino indicated that the beginning of peat accumulation began at the end of Late Pleistocene – early Holocene, about 11 cal ka BP. On the flood plain of the Koolen' Lake peat bogs began to accumulate in the middle Holocene, i.e. around 6 cal ka BP. At the initial stage of peat bogs formation the rate of peat accumulation was high and could reach 1 cm/10 years. Ice veins occur at a depth of 0.5–1 m, and their lower parts are located in the underlying peat sandy loams and loams. In the upper levels of the peat bogs, narrow present-day ice veins are found, which are sometimes embedded in the upper parts of Holocene veins. A clear sign of syngenetic growth of veins is the upward bending of the layers of the host peat at the lateral contacts with the veins. The main source of water for the formation of ice veins is snow, as evidenced by the ratio of stable isotopes of oxygen and hydrogen and the values of deuterium excesses in the ice. A slight admixture of saline water (probably from a seasonally thawed layer) was noted in the veins near the Lorino settlement. Reconstructions of winter air paleotemperatures, performed on the basis of data of isotope-oxygen composition of ice from the veins, did show that at the period between 11 and 6 cal Ka BP, the mean winter air temperature on the Daurkin Peninsula was by 2–5 °C lower than today, but the air temperature of the coldest month (January or February) was still lower (by 4–8 °C) than today. The noticeable trend of increase of stable isotope values in the ice veins from early Holocene to the present time is indicative of a steady positive trend of mean winter air temperatures in the Holocene.

Citation: Budantseva N.A., Maslakov A.A., Vasil'chuk Yu.K., Baranskaya A.V., Belova N.V., Vasil'chuk A.C., Romanenko F.A. Winter air temperature in the early and middle Holocene on the eastern coast of Daurkin Peninsula, Chukotka, reconstructed from stable isotopes of ice wedges. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2019. 60 (2): 251–262. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673420020038.

Поступила 16 мая 2019 г. / После доработки 30 июля 2019 г. / Принята к печати 13 декабря 2019 г.

Ключевые слова: голоцен, дейтериевый эксцесс, зимняя температура воздуха, изотопы водорода, изотопы кислорода, палеотемпературные реконструкции, повторно-жильный лёд, радиоуглеродный возраст, торфяник, Чукотка.

Реконструкции зимних палеотемператур воздуха на основе данных изотопно-кислородного состава льда жил показали, что между 11 и 6 тыс. лет назад среднезимняя температура воздуха была на 2–5 °C ниже современной, а температура воздуха самого холодного месяца (января или февраля) – на 4–8 °C ниже современной. Установлен устойчивый положительный тренд зимних температур воздуха от раннего голоцена до настоящего времени.

Введение

Радиоуглеродное датирование наиболее древних голоценовых образований и особенно процедура калибровки радиоуглеродных дат привели к пересмотру голоценовой хронологии и временных рамок голоцена. Анализ изменений физико-химических параметров льда гренландского керна NGRIP позволил установить выраженные признаки потепления климата (например, резкий сдвиг значений дейтериевого эксцесса, изменение концентрации пыли и толщины годовых слоёв) на границе позднего неоплейстоцена и голоцена. На основе подсчёта годовых слоёв керна NGRIP был определён возраст этой границы, и в 2008 г. Международной комиссией по стратиграфии (IUGS) граница между голоценом и неоплейстоценом была установлена на рубеже $11\,700 \pm 99$ калиброванных лет назад (относительно 2000 г.) [1]. В 2018 г. дополнительно к известному делению Блитта–Сернандера голоцен был разделён IUGS на три яруса: мегхалайский (начало 4200 лет назад, л.н.), северогриппианский (от 8200 до 4200 л.н.) и гренландский (от 11 700 до 8200 л.н.).

Палеоклиматические условия голоцена Берингии (территории, охватывающей северо-восточные регионы Сибири, Аляску и Северный Юкон, которые не подвергались оледенению в течение последнего ледникового максимума) — дискуссионны. Реконструкции летних температур воздуха по востоку региона (Аляска и Юкон) показывают наличие оптимума около 7–5 тыс. л.н. [2]. Один из доступных архивов зимней палеоклиматической информации — содержание стабильных изотопов в повторно-жильных льдах. Уравнение взаимосвязи температур воздуха и изотопно-кислородного состава повторно-жильных льдов, предложенное Ю.К. Васильчуком [3], позволяет с высокой степенью достоверности установить среднегодовое значения среднеянварских температур воздуха времени формирования жилы. Эта зависимость получена при сопоставлении значений $\delta^{18}\text{O}$ в ростках современных ледяных жил и среднезимней температуры воздуха [4, 5], что позволило применять данный подход для реконструкций зимних температур воздуха в позднем неоплейстоцене и голоцене в разных районах криолитозоны [6, 7].

Анализ содержания стабильных изотопов во льду жил успешно используется для реконструкций голоценовых зимних палеотемператур воздуха в разных районах Берингии. Для севера Аляски (район Барроу) показано, что похолодание на границе позднего неоплейстоцена и голоцена (10,7–10,2 тыс. л.н.) сменилось резким потеплением начала голоцена около 9,9 тыс. л.н. [8]. Сопоставление голоценовых и современных жил в районе Барроу и Прудо Бэй показало повышение значений $\delta^{18}\text{O}$ от раннего голоцена до настоящего времени, что объясняется общей тенденцией повышения зимних температур воздуха [9].

Для Чукотки сведения о зимних палеотемпературах голоцена до недавнего времени носили единичный характер из-за очень ограниченного объёма данных по содержанию стабильных изотопов в жилах, датированных голоценом [10, 11]. Одна из первых детальных изотопных диаграмм получена для района оз. Эльгыгытгын в центральной части Чукотки по системе повторно-жильных льдов, датированных концом позднего неоплейстоцена и голоценом [12]. В последние годы детальные полевые исследования на востоке Чукотки (г. Анадырь, пос. Лаврентия, с. Лорино) позволили выполнить реконструкции зимних палеотемператур воздуха для разных периодов голоцена [13, 14].

Задачи настоящей работы — исследовать содержание стабильных изотопов кислорода и водорода в голоценовых повторно-жильных льдах на крайнем северо-востоке Чукотки (п-ов Дауркина), реконструировать зимние палеотемпературы воздуха в голоцене и сопоставить с данными по соседним районам Восточной Чукотки.

Район исследований

Полуостров Дауркина расположен на северо-востоке Чукотки, на крайнем северо-востоке Евразии (рис. 1). Он омывается Чукотским морем Северного Ледовитого океана с севера и Беринговым морем Тихого океана с юга. Большая часть полуострова занята нагорьями высотой до 1000 м, низменности встречаются, как правило, вблизи крупных лагун. Климатические условия приморских равнин полуострова могут быть охарактеризованы на основе данных по метеостанции Уэлен,



Рис. 1. Расположение исследованных разрезов с повторно-жильными льдами на восточном побережье полуострова Давркина, Чукотка.

a – расположение населённых пунктов; *б* – районы исследований повторно-жильных льдов: 1 – оз. Коолень; 2 – пос. Уэлен; 3 – с. Лорино

Fig. 1. Location of studied exposures with ice wedges on the eastern coast of Daurkin Peninsula, Chukotka.

a – location of settlements; *b* – sites of studied ice wedges: 1 – Koolen' Lake; 2 – Uelen settlement; 3 – Lorino settlement

постоянные наблюдения на которой вели с 1929 по 2016 г. (исключение составляет период с июля 1943 г. по июль 1944 г.). За период с 1929–1942 по 1944–2016 гг. среднегодовая температура воздуха составила в среднем $-7,5^{\circ}\text{C}$, средняя температура зимнего периода (ноябрь–апрель) – около $-16,5^{\circ}\text{C}$, средняя температура наиболее холодного месяца года – февраля – около -21°C [15]. Отметим, что в период 1986–2016 гг. по сравнению с 1929–1959 гг. среднегодовая температура повысилась на $0,7^{\circ}\text{C}$ – с $-7,8$ до $-6,5^{\circ}\text{C}$.

В пределах площадок CALM (Circumpolar Active Layer Monitoring) в районе с. Лорино и пос. Лаврентия повышение среднегодовых температур воздуха и летних температур за период 2000–2017 гг. привело к увеличению мощности слоя сезонного протаивания со скоростью

от 0,5 до 1,5 см/год [16]. Многолетнемёрзлые породы имеют сплошное распространение. Несквозные талики мощностью до 30–40 м встречаются только в нижнем течении крупных рек и под крупными термокарстовыми озёрами. Температура мёрзлых пород составляет в среднем $-4 \div -6^{\circ}\text{C}$ в долинах рек и на побережье и -10°C в осевых частях горных хребтов. Мощность мёрзлых толщ меняется от 500–700 м в самых высоких частях хребтов до 200–300 м во внутренних долинах [17]. Повторно-жильные льды (ПЖЛ) широко распространены в отложениях голоценового возраста [6, 11].

Основные местонахождения изученных повторно-жильных льдов (ПЖЛ) на оз. Коолень. Олиготрофное оз. Коолень расположено в отрогах хр. Айнан, в 13 км от побережья Чукотского

моря, на высоте 42 м над ур. моря (все высоты в статье даны над уровнем моря). Озеро имеет тектоническое происхождение, в западной его части глубина достигает 100 м. Из него вытекает одна река — Кооленьваам, впадающая в Уэленскую лагуну [18]. Выпукло-полигональный рельеф типичен для береговой зоны оз. Коолень. На южном берегу оз. Коолень, в 1,2 км от истока р. Кооленьваам (65°59'04" с.ш., 170°58'47" з.д.), на озёрной пойме был заложен шурф глубиной 2 м. В шурфе были вскрыты: торф рыже-коричневый, слабоопесчаненный, талый (глубина 0–0,4 м); под ним залегает торф коричневый, мёрзлый, среднелдыстый, криотекстура сетчатая (0,4–0,7 м); ниже — супесь серая (0,7–2 м), криотекстура тонкошлировая. В толще залегает ПЖЛ с современным ростком. Лёд жилы — прозрачный, вертикально-полосчатый, состоит из элементарных жилок шириной 0,4–0,6 см с вертикально ориентированными пузырьками воздуха.

ПЖЛ вблизи пос. Уэлен. На южном берегу лагуны Уэлен, в 5 км к юго-западу от пос. Уэлен (66°07'36.6" с.ш., 169°52'26.0" з.д.) в естественном обнажении низкой террасы высотой около 2 м вскрыта ледяная жила шириной 1,6 м и высотой до 1,4 м (рис. 2, а). Рельеф поверхности представлен сетью выпуклых полигонов, превышение центра полигона над канавками составляет 0,2–0,7 м. Лёд жилы — мутный, пузырчатый, серый и тёмно-бурый, с чётко выраженной вертикальной полосчатостью. Вмещающие отложения представлены среднеразложившимся бурым торфом. На глубине 1,2 м торф подстилается тёмно-серым суглинком с тонкошлировой слоистой криогенной текстурой. На сингенетический характер жилы указывает загнивание горизонтов торфа на боковых контактах с жилой.

ПЖЛ у с. Лорино. Вблизи с. Лорино, расположенного на берегу Мечигменского залива Берингова моря (65°30'00" с.ш., 171°43'00" з.д.), жилы вскрыты в обнажении останца морской террасы неоплейстоценового возраста. На поверхности слабо прослеживается сетка вытаивающих ПЖЛ. Терраса практически вся сложена песками различной крупности с линзами и прослоями серых суглинков. В центральной части с поверхности залегает слой торфа мощностью до 4,5 м [19]. Высота поверхности террасы 22–25 м, исследованные жилы расположены в пределах понижения террасы высотой 10 м. ПЖЛ, вскрытые в разных

фрагментах торфяника, были изучены в 2015–2017 гг. В 2017 г. в торфянике опробована жила шириной в верхней части около 1,8 м с вертикальной мощностью более 2 м (см. рис. 2, б). Лёд жилы — чистый, пузырчатый, с вертикальной полосчатостью за счёт пузырьков воздуха.

Кровля жилы залегает на глубине 1 м от поверхности и на 0,5 м ниже подошвы сезонно-талого слоя (СТС). Отложения СТС представлены торфом средней степени разложения; мёрзлые отложения над головой жилы — переслаивающимися песками и тёмно-серым торфом; вмещающие отложения от кровли жилы до глубины 80 см — тёмно-серым торфом без примесей, с явными следами загнивания прослоев вблизи контакта с жилой. Нижняя часть жилы внедряется в слабелдыстые серые и чёрные суглинки плитчатой текстуры.

Методы

Полевые исследования. Для изотопных определений отобраны пробы ПЖЛ по горизонтали и вертикали с интервалом 10–15 см, а для радиоуглеродных определений — образцы торфа близ подошвы и кровли торфяников. Образцы льда для изотопного анализа растапливали при комнатной температуре и переливали в пластиковые флаконы, которые дополнительно упаковывали в пленку «Parafilm M» для минимизации испарения и защиты от разлива в процессе авиатранспортировки. До измерений флаконы хранились в холодильнике при температуре 3 °С.

¹⁴C возраст и изотопные определения. Радиоуглеродный анализ возраста образцов торфа выполнен в Институте истории материальной культуры РАН (образцы с индексом Ле-). Изотопные измерения проводили в лаборатории стабильных изотопов географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова на масс-спектрометре Finnigan Delta-V с опцией газ-бенч. Для калибровки использованы международные стандарты (V-SMOW, GRES, SLAP). Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ выражены относительно VSMOW в промилле, точность измерений составила $\pm 0,1$ ‰ для $\delta^{18}\text{O}$ и $0,8$ ‰ для $\delta^2\text{H}$. Калибровка ¹⁴C датировок проведена с использованием калибровочной программы Oxcal 4.2 [20], основанной на массиве калибровочных данных IntCal13 [21].

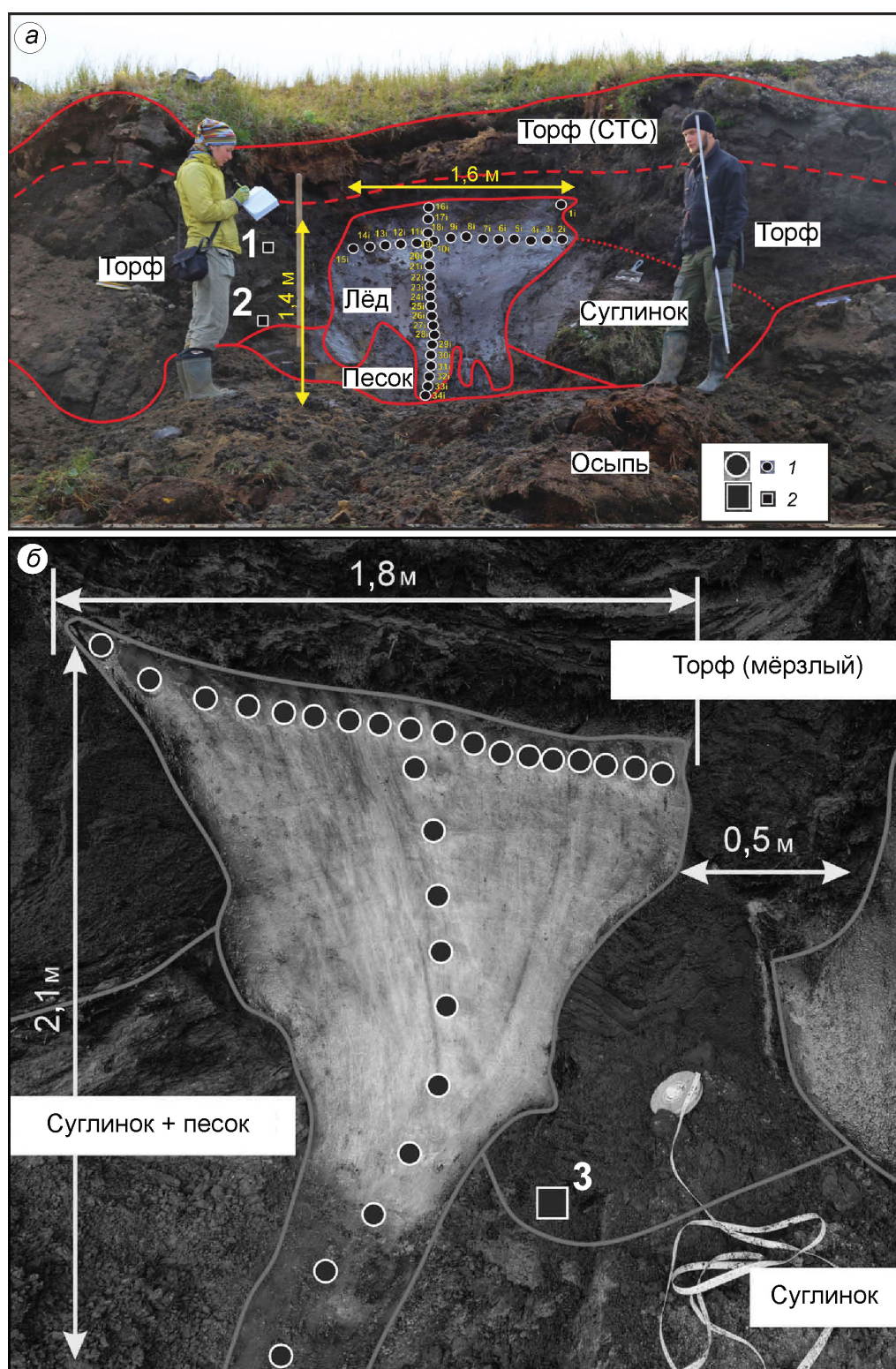


Рис. 2. Обнажение ледяной жилы в голоценовом торфянике вблизи пос. Уэлен (а) и с. Лорино (б), точки отбора льда (1) и вмещающего торфа (2).

Радиоуглеродный возраст торфа (число лет): 1 – 10 090; 2 – 10 540; 3 – 11 530

Fig. 2. Exposure of ice wedge in the Holocene peatland near Uelen settlement (а) and Lorino settlement (б), scheme of ice (1) and enclosing peat (2) sampling.

^{14}C ages (years) of peat: 1 – 10 090; 2 – 10 540; 3 – 11 530

Результаты радиоуглеродного датирования и определения изотопного состава

ПЖЛ на оз. Коолень. Пойменные отложения оз. Коолень, близ истока р. Кооленьваам, датированы в пределах стоянки древнего человека — опорного памятника раннего этапа неолита на Чукотке [22]. В разрезе поймы в оторфованном коричневом песке на глубине 0,8 м встречен культурный слой, отмеченный большим углистым пятном и отдельными углями, а также обломанными наконечниками стрел, листовидных ножей и фрагментами керамики. Из углистого пятна получена радиоуглеродная датировка 5700 ± 300 лет (МАГ-717) [22]. Известно, что чукотские охотники и оленеводы устраивают стоянки и ставят чумы на сухих поверхностях. Мы предполагаем, что эта датировка отражает раннюю стадию субэзального развития поймы и начало формирования полигонального рельефа и роста ПЖЛ. Значения $\delta^{18}\text{O}$ в жиле варьируют от $-17,9$ до $-14,9$ ‰ (рис. 3), в современном ростке получено значение $\delta^{18}\text{O} -14,7$ ‰ (табл. 1).

ПЖЛ вблизи пос. Уэлен. По торфу из среднего и нижнего горизонтов торфяника, вмещающего жилу, получены ^{14}C датировки $10\,090 \pm 80$ и $10\,540 \pm 200$ лет соответственно (см. рис. 2, а, табл. 2). Вариации значений стабильных изо-

топов составили 1,6–1,8 ‰ для $\delta^{18}\text{O}$ и 9–11 ‰ для $\delta^2\text{H}$: в верхней части жилы вдоль горизонтального профиля величины $\delta^{18}\text{O}$ варьировали от $-15,9$ до $-17,8$ ‰, а $\delta^2\text{H}$ — от $-117,4$ до $-128,6$ ‰ (рис. 4, а); вдоль вертикальной оси в центре жилы значения $\delta^{18}\text{O}$ изменялись от $-16,4$ до -18 ‰, а $\delta^2\text{H}$ — от $-121,6$ до -130 ‰ (см. рис. 4, б). В самой верхней части отмечены довольно высокие значения изотопного состава ($-12,5$ и $-13,2$ ‰ по $\delta^{18}\text{O}$). Значения дейтериевого эксцесса d_{exc} во льду жилы составляли от 6,7 до 16,8 ‰.

ПЖЛ вблизи с. Лорино. По торфяным массивам у с. Лорино, исследованным в 2015–2017 гг., мы получили массив радиоуглеродных датировок от 8800 ± 80 до $11\,530 \pm 200$ лет [14] (см. рис. 2, б, см. табл. 2). Вариации значений стабильных изотопов в наиболее детально опробованной ледяной жиле составили 2–2,5 ‰ для $\delta^{18}\text{O}$ и 11–18 ‰ для $\delta^2\text{H}$: в верхней части жилы вдоль горизонтального профиля значения $\delta^{18}\text{O}$ варьировали от $-15,5$ до -18 ‰, $\delta^2\text{H}$ — от $-117,4$ до $-135,7$ ‰ (см. рис. 4, в); вдоль вертикальной оси в центре жилы значения $\delta^{18}\text{O}$ составляли от $-16,4$ до $-18,4$ ‰, $\delta^2\text{H}$ — от $-122,4$ до $-133,6$ ‰, при этом можно отметить явное снижение значений с глубиной (см. рис. 4, г). Значения d_{exc} во льду жилы изменялись от 4,9 до 16,8 ‰.

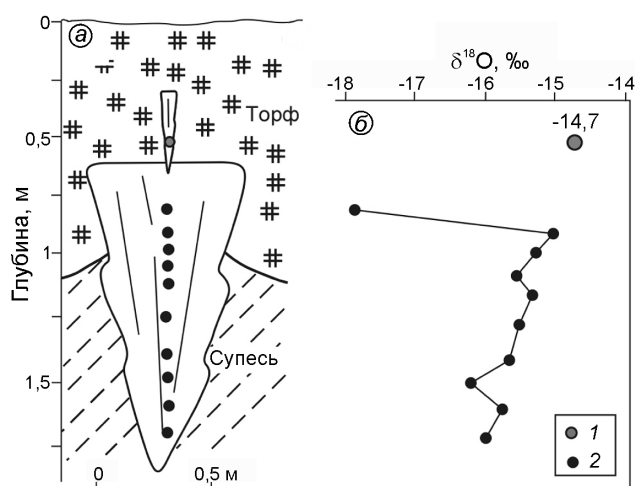


Рис. 3. Отбор образцов в ледяной жиле у оз. Коолень (а) и распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ по глубине (б):

1 — лёд голоценовой жилы; 2 — лёд современного ростка

Fig. 3. Scheme of the ice wedge sampling at the Koolen' Lake (а) and distribution of $\delta^{18}\text{O}$ with depth (б):

1 — Holocene ice wedge; 2 — modern ice vein

Возраст повторно-жильных льдов и их изотопно-геохимическая характеристика

Калиброванный возраст торфяников (тысячи калиброванных лет назад — далее тыс. л.н.), вмещающих исследованные ледяные жилы п-ова Дауркина, варьирует от 14,1–12,8 до 7,5–5,6 тыс. л.н. Наиболее древние датировки получены для торфяных массивов в районе с. Лорино (от 8,2–7,6 до 14,1–12,8 тыс. л.н.) и пос. Уэлен (от 12,1–11,2 до 13,1–11,4 тыс. л.н.). Эти данные показывают, что формирование торфяников началось в конце дриаса и начале гренландского этапа голоцена, около 13–11 тыс. л.н. В районе с. Лорино и близ пос. Уэлен в процессе формирования основания торфяников, вероятно, происходили переотложение насыщенных органикой поднеоплейстоценовых отложений и привнос более древнего аллохтонного материала в формирующийся автохтонный торфяник. Этим и объясняются более древние, чем голо-

Таблица 1. Значения $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ и d_{exc} во льду голоценовых и современных повторно-жильных льдов (ПЖЛ) на восточном побережье п-ова Дауркина, Чукотка

Число образцов и их характеристика	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	$\delta^2\text{H}$, ‰	d_{exc} , ‰
<i>Оз. Коолень</i>			
10; ПЖЛ голоценового возраста	-17,9*/-15,8/-15,0	—	—
1; современная ледяная жилка	-/-14,7/-	—	—
<i>Пос. Уэлен</i>			
33; ПЖЛ голоценового возраста	-18/-16,8/-12,5	-130/-123,2/-86	6,7/10,9/16,8
<i>Село Лорино</i>			
28; ПЖЛ голоценового возраста	-18,4/-17,1/-15,5	-135,7/-125,9/-117,4	4,9/10,6/16,8
4; современная ледяная жилка	-13,2/-13,0/-12,9	-101,2 -99,5 -97,7	1,6/4,7/6,28

*Значения: минимальные/средние/максимальные.

ценовые, датировки (14,1, 13,1, 12,8 тыс. л.н.) в нижних частях лоринского и уэленского торфяников. В районе Уэлена торф аккумулировался почти на протяжении всего голоцена, на что указывают датировки по ранее исследованному фрагменту торфяника [23], по которому получен возраст 8,7–8 тыс. л.н. (северогриппианский ярус голоцена) в основании торфяника и 2,7–1,4 тыс. л.н. (мегхалайский ярус голоцена) – по верхнему слою торфа (см. табл. 2).

В пойменных отложениях оз. Коолень торф аккумулировался в середине голоцена (т.е. в северогриппианский этап голоцена), судя по возрасту торфа 7,5–5,6 тыс. л.н. (см. табл. 2). Поскольку изученные нами ледяные жилы имеют явные признаки сингенеза, можно предположить близкий возраст жил и вмещающих их горизонтов торфа – раннеголоценовый (греландский период голоцена) возраст в районе пос. Уэлен и с. Лорино и среднеголоценовый (северогриппианский период голоцена) – в районе оз. Коолень. Скорее всего, ледяные жилы в районе пос. Уэлен и с. Лорино стали формироваться около 11 тыс. л.н. На пойме оз. Коолень ледяные жилы начали расти около 6 тыс. л.н. и активно формировались в течение 2–3 тыс. лет. В дальнейшем, по достижении максимальных размеров, их рост замедлялся.

Значения изотопного состава льда раннеголоценовых жил у с. Лорино и пос. Уэлен очень близки и варьируют от -15,5 до -18,4 ‰ для $\delta^{18}\text{O}$ и от -117,4 до -133,6 ‰ для $\delta^2\text{H}$ (рис. 5). Заметно более высокие значения, полученные в самой верхней части жилы у пос. Уэлен (-12,5 и -13,2 ‰ для $\delta^{18}\text{O}$), объясняются, скорее всего, внедрением современных жилок. Для льда более молодой жилы в районе оз. Коолень получены значения $\delta^{18}\text{O}$ от -15 до -17,9 ‰, при этом для

Таблица 2. Радиоуглеродный возраст торфа, вмещающего ледяные жилы на восточном побережье п-ова Дауркина, Чукотка

Лабораторный номер	Глубина, м	^{14}C возраст некалиброванный, годы $\pm 1\sigma$	^{14}C возраст калиброванный, годы (диапазон)
<i>Оз. Коолень</i>			
МАГ-717*	0,8	5700 $\pm$ 300	7494–5603
<i>Пос. Уэлен</i>			
Ле-11857	0,9	10 090 $\pm$ 80	12 110–11 249
Ле-11858	1,4	10 540 $\pm$ 200	13 051–11 393
ИЭМЭЖ-2066**	0,2	20 66 $\pm$ 201	2740–1356
ИЭМЭЖ-896**	1,35	7545 $\pm$ 117	8726–7980
<i>Село Лорино***</i>			
Ле-11260	0,9	9550 $\pm$ 170	9318–8353
Ле-11262	1,2	11 230 $\pm$ 100	11 339–10 891
Ле-11730	1,3	9860 $\pm$ 140	9985–8838
Ле-11259	1,5	8800 $\pm$ 80	8210–7615
Ле-11723	2,5	11 530 $\pm$ 200	14 057–12 781

Данные: *из работы [22], **из работы [23], ***из работы [14].

основной части жилы эти значения варьируют в узком диапазоне – от -15 до -16,2 ‰.

Соотношение $\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O}$ во льду жилы у пос. Уэлен имеет наклон 7,53, что очень близко к наклону для глобальной линии метеорных вод (ГЛМВ), равному 8, и отражает преимущественно атмосферное питание льда жилы (из талого снега) без явных трансформаций сигнала. Лёд жилы у с. Лорино имеет наклон линии соотношения $\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O}$ заметно ниже 8, что может указывать или на смешение талых снеговых вод и вод другого генезиса, или на процессы изотопной трансформации первичного изотопного сигнала снега до попадания в морозобойные трещины при формировании жилы. Сравнение изотопного состава голоценовых и современных

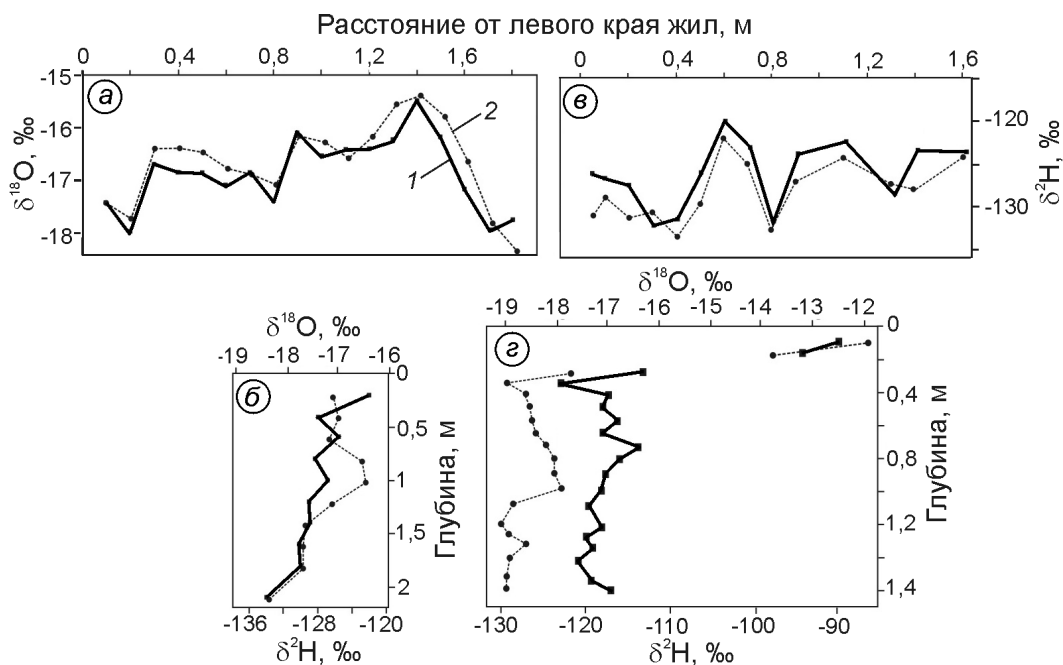


Рис. 4. Вариации значений $\delta^{18}\text{O}$ (1) и $\delta^2\text{H}$ (2) во льду жилы в районе пос. Уэлен (а, б) и с. Лорино (в, г) вдоль горизонтальных (а, в) и вертикальных (б, г) профилей. Расположение точек отбора образцов представлено на рис. 2

Fig. 4. $\delta^{18}\text{O}$ (1) and $\delta^2\text{H}$ (2) profiles in the ice wedge near Uelen settlement (a, б) and Lorino settlement (в, г) along horizontal (a, в) and vertical (б, г) profiles. Sampling scheme is shown on the Fig. 2

жил показывает, что последние характеризуются более высокими значениями, в среднем выше на 4 ‰ по значениям $\delta^{18}\text{O}$ и на 25 ‰ по $\delta^2\text{H}$, значения d_{exs} во льду жил варьируют от 4,9 до 16,8 ‰ (см. табл. 1), что типично для зимнего снега.

По минерализации и химическому составу лёд исследованных голоценовых жил пресный, в составе ионов преобладают хлориды, Na и Ca. Минерализация льда жилы на пойме оз. Коолень составляет 35 мг/л, по составу лёд жилы близок к воде озера [24]. Минерализация льда жил в районе с. Лорино — не более 90 мг/л, в краевых частях некоторых жил (исследованных в 2015–2016 гг.) отмечено повышенное содержание Cl (до 40 мг/л) и Na (до 20 мг/л), а иногда и нитратов (до 15 мг/л). Это может быть обусловлено затеканием в трещины засоленных вод СТС с повышенным содержанием органических веществ. Определение ионного состава жилы в районе пос. Уэлен показало, что здесь также преобладают ионы Cl и Na, в отдельных образцах отмечено повышенное содержание сульфатов. Концентрации ионов во льду жил очень невысокие — не более 16 мг/л для каждого иона.

Соотношение $\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{2+}$ во льду жилы на оз. Коолень составляет 1,2, что примерно соответствует этому параметру в снеге из снежника и озёрной воде. В жиле в районе Уэлена это соотношение варьирует от 1 до 6, что указывает на преимущественное формирование жил из талого снега; преобладание ионов Cl и Na связано с захватом снегом морских аэрозолей. В районе с. Лорино соотношение $\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{2+}$ варьирует от 1,7 до 25,6, при этом наиболее высокие значения этого параметра получены для льда с максимальной концентрацией хлоридов. Для сравнения: в морской воде значение соотношения $\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{2+}$ близко к 11, в криопэггах — 24–25. Во льду современного жильного ростка в районе с. Лорино это соотношение составляет 2–5,5 [24]. Поскольку жилы здесь формировались в отложениях морской террасы, возможно, что в образовании жил участвовали также засоленные воды СТС. Эти воды, как правило, представляют собой смесь зимних и летних осадков, они подвергаются испарению и неоднократному промерзанию—протаиванию, поэтому точки значений соотношения $\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O}$ расположены ниже ГЛМВ. Участием таких вод в формировании

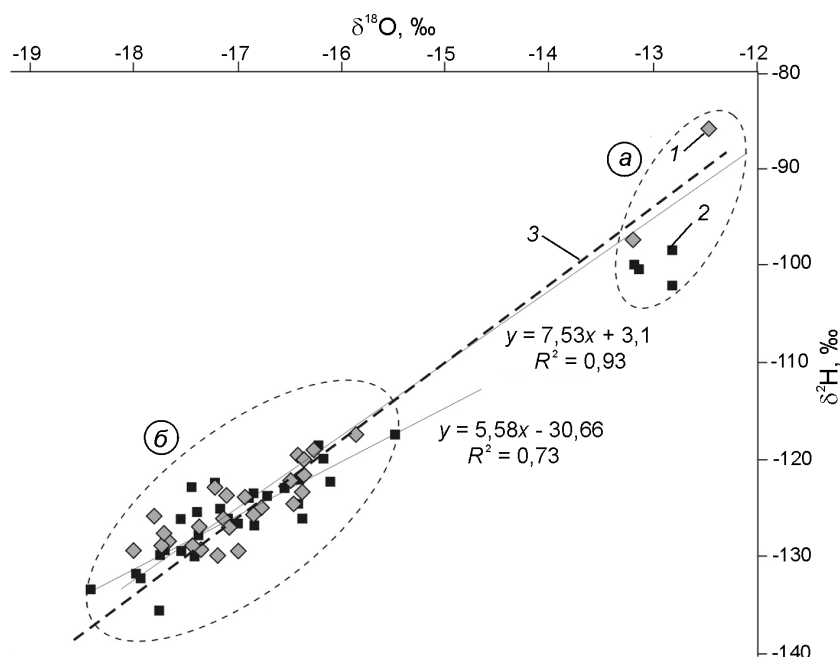


Рис. 5. Соотношение $\delta^2\text{H} - \delta^{18}\text{O}$ в повторно-жильных льдах у с. Лорино (1) и пос. Уэлен (2):

a – значения в современных жилках; б – значения в голоценовых повторно-жильных льдах; 3 – глобальная линия метеорных вод

Fig. 5. $\delta^2\text{H} - \delta^{18}\text{O}$ relation in the ice wedges near Lorino (1) and Uelen (2) settlements:

a – in the Holocene ice wedges; б – in the modern ice wedges; 3 – global meteoric water line

жил, вероятно, объясняется наклон линии соотношения $\delta^2\text{H} - \delta^{18}\text{O}$ жилы, равный 5,58 (см. рис. 5).

Реконструкция зимних палеотемператур воздуха

Начало голоцена на Чукотке и сопредельных территориях характеризуется заметным повышением зимних температур воздуха относительно позднего неоплейстоцена. Это отмечается положительными пиками на изотопных диаграммах по ПЖЛ на оз. Эльгыгытгын (Центральная Чукотка) и мысе Барроу (север Аляски) [8, 12]. Поскольку большая часть жил, исследованных на Чукотке и Аляске, расположена в пределах торфяников или оторфованных с поверхности отложений, можно утверждать, что торфяники, формировавшиеся в голоцене на поверхности морских и аллювиальных террас, лайд и пойм, были участками интенсивного растрескивания и формирования ПЖЛ. Активному образованию торфяников способствовало заметное повышение летних температур воздуха. Реконструкции летних температур воздуха для Центрального Юкона (Восточная Берингия) показали существование короткого термического максимума около 10 тыс. л.н. и более продолжительного максимума между 9,6 и 6,6 тыс. л.н. (голоценовый оптимум). В эти периоды скорость аккумуляции торфа достигала 2 см/10 лет [2]. Нами по торфянику в районе г. Анадырь получена серия радио-

углеродных датировок, показывающая, что здесь в начале голоцена, между 10 и 9 тыс. л.н., скорость аккумуляции торфа была более 1 см/10 лет [13]. Подобная скорость аккумуляции отмечена и на ранней стадии формирования исследованного нами уэленского торфяника – около 0,5 м торфа накопилось примерно за 500 лет (см. табл. 2).

Содержание стабильных изотопов кислорода во льду жил, исследованных на п-ове Дауркина, варьирует от -15 до $-18,4$ ‰, более низкие значения получены для раннего голоценовых жил на побережье Берингова моря (пос. Уэлен и с. Лорино), немного более высокие (в среднем на $1-2$ ‰) – в жиле на оз. Коолень, датируемой серединой голоцена. Для севера Сибири в 1989 г. Ю.К. Васильчуком получены [3, 4] уравнения взаимосвязи среднеянварской $t_{\text{ср.янв}}$ (или среднефевральской, если февраль холоднее) и средnezимней $t_{\text{ср.зим}}$ температуры воздуха и изотопно-кислородного состава ПЖЛ:

$$t_{\text{ср.янв}} = 1,5\delta^{18}\text{O}_{\text{ПЖЛ}} (\pm 3^\circ\text{C}); \quad (1)$$

$$t_{\text{ср.зим}} = \delta^{18}\text{O}_{\text{ПЖЛ}} (\pm 2^\circ\text{C}). \quad (2)$$

Современные жилки на восточном побережье п-ова Дауркина в районе исследований характеризуются значениями изотопного состава от -13 до $-14,7$ ‰, составляя в среднем $-13,3$ ‰ [4, 14]. Как уже отмечалось, в районе пос. Уэлен за период 1929–2016 гг. средняя температура воздуха зимнего периода составляла $-16,5$ °C, средняя температура воздуха наиболее холодного месяца (обычно фев-

раля, реже января) -21°C . Применяя зависимости (1) и (2) с учётом корректировки приведённых здесь современных значений изотопного состава современных жил и среднеянварской температуры воздуха, можно сделать вывод, что в раннем и среднем голоцене среднезимняя температура воздуха на п-ове Дауркина варьировала от -18 до $-21 \div -22^{\circ}\text{C}$, среднеянварская (среднефевральская) — примерно от -25 до $-29 \div -30^{\circ}\text{C}$. Это находится в хорошем соответствии с палеотемпературными реконструкциями по раннеголоценовым ПЖЛ в районе г. Анадырь, в которых вариации $d^{18}\text{O}$ не превышали 3 ‰ (от $-16,6$ до $-19,4$ ‰), а реконструированная средняя температура самого холодного зимнего месяца (января или февраля) составила от -25 до -29°C [13]. Также было показано, что жилы, датированные второй половиной голоцена (в районе пос. Лаврентия, Восточная Чукотка), характеризуются более высокими значениями $d^{18}\text{O}$, чем раннеголоценовые (в среднем на $2-4$ ‰), что, скорее всего, отражает тренд повышения зимних температур воздуха [14]. Заметно более высокие значения изотопного состава современных жил хорошо согласуются с положительным температурным трендом, отмечаемым для последних 100–150 лет в различных районах Берингии [2, 9, 13, 14].

Выводы

В пределах п-ова Дауркина на крайнем востоке Чукотки широко распространены голоценовые ледяные жилы, приуроченные к массивам торфяников. Начало их формирования

близ пос. Уэлен и с. Лорино датируется около 11 тыс. л.н. (гренландский период голоцена). На пойме оз. Коолень процесс формирования ледяных жил начался около 6 тыс. л.н. (северогриппианский период голоцена). Скорость аккумуляции торфяников на начальном этапе их формирования могла достигать 1 см/10 лет. Более низкие, чем современные, значения изотопного состава ранне- и среднеголоценовых ледяных жил позволяют сделать вывод о более суровых зимах в период между 11 и 6 тыс. л.н. по сравнению с современными. Среднезимняя температура воздуха была на $2-5^{\circ}\text{C}$ ниже современной, а температура воздуха самого холодного месяца — на $4-8^{\circ}\text{C}$ ниже современной. Заметный тренд повышения значений изотопного состава ледяных жил от раннеголоценовых до современных свидетельствует об устойчивом положительном тренде среднезимних температур.

Благодарности. Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 18-05-60272 Арктика — интерпретация результатов) и РНФ (проект № 19-17-00126 — изотопные определения). Авторы благодарны Л.В. Добрыдневой за помощь в геохимических определениях.

Acknowledgments. This work was supported by the Russian Foundation for Basic Research (grant № 18-05-60272 Arctic — results interpretation) and Russian Scientific Foundation (grant № 19-17-00126 — stable isotope analysis). The authors are grateful to L.V. Dobryднеva for her participation in geochemical measurements.

Литература

References

1. Walker M., Johnsen S., Rasmussen S.O., Popp T., Steffensen J.-P., Gibbard P., Hoek W., Lowe J., Andrews J., Björck S., Cwynar L.C., Hughen K., Kershaw P., Kromer B., Litt T., Lowe D.J., Nakagawa T., Newnham R., Schwander J. Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records // *Journ. of Quaternary Science*. 2009. V. 24. P. 3–17.
2. Porter T.J., Schoenemann S.W., Davies L.J., Steig E.J., Bandara S., Froese D.G. Recent summer warming in northwestern Canada exceeds the Holocene thermal maximum // *Nature communications*. 2019.
1. Walker M., Johnsen S., Rasmussen S.O., Popp T., Steffensen J.-P., Gibbard P., Hoek W., Lowe J., Andrews J., Björck S., Cwynar L.C., Hughen K., Kershaw P., Kromer B., Litt T., Lowe D.J., Nakagawa T., Newnham R., Schwander J. Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records. *Journ. of Quaternary Science*. 2009, 24: 3–17.
2. Porter T.J., Schoenemann S.W., Davies L.J., Steig E.J., Bandara S., Froese D.G. Recent summer warming in northwestern Canada exceeds the Holocene thermal maximum. *Nature communications*. 2019, 10 (N1631). <https://doi.org/10.1038/s41467-019-09622-y>.

- V. 10. № 1631. <https://doi.org/10.1038/s41467-019-09622-y>.
3. Васильчук Ю.К. Корреляция изотопно-кислородного состава повторно-жильных льдов со среднезимними и среднеянварскими температурами воздуха // Изотопы в гидросфере. Тез. докл. 3-го Всесоюз. симпозиума. М.: Ин-т водных проблем АН СССР, 1989. С. 82–83.
4. Vasil'chuk Y.K. Reconstruction of the palaeoclimate of the Late Pleistocene and Holocene of the basis of isotope studies of subsurface ice and waters of the permafrost zone // Water Resources. 1991. V. 17. № 6. P. 640–647.
5. Meyer H. Late Quaternary climate history of Northern Siberia – evidence from ground ice. PhD. Potsdam: Universität Potsdam, 2003. 111 p.
6. Васильчук Ю.К. Изотопно-кислородный состав подземных льдов (опыт палеогеокриологических реконструкций). В 2 томах. Т. 1. М.: Изд. Отдела теоретических проблем РАН–МГУ, 1992. 420 с.
7. Opel T., Meyer H., Wetterich S., Laepple T., Dereviagin A., Murton J. Ice wedges as archives of winter paleoclimate: A review // Permafrost and Periglacial Processes. 2018. V. 29. № 3. P. 199–209.
8. Meyer H., Schirrmeister L., Andreev A., Wagner D., Hubberten H.-W., Yoshikawa K., Bobrov A., Wetterich S., Opel T., Kandiano E., Brown J. Lateglacial and Holocene isotopic and environmental history of northern coastal Alaska – results from a buried ice-wedge system at Barrow // Quaternary Science Reviews. 2010. № 29. P. 3720–3735.
9. Kanevskiy M., Shur Y., Jorgenson T., Brown D.R.N., Moskalenko N., Brown J., Walker D.A., Raynolds M.K., Buchhorn M. Degradation and stabilization of ice wedges: Implications for assessing risk of thermokarst in northern Alaska // Geomorphology. 2017. № 297. P. 20–42.
10. Котов А.Н. Особенности криолитогенеза в зоне абляции позднеплейстоценовых ледников // История фундаментальных исследований криосферы Земли в Арктике и Субарктике. Новосибирск: Наука, 1997. С. 249–259.
11. Котов А.Н. Аласный и ледовый комплексы отложений северо-западной Чукотки (побережье Восточно-Сибирского моря) // Криосфера Земли. 1998. Т. 2. № 1. С. 11–18.
12. Schwamborn G., Meyer H., Fedorov G., Schirrmeister L., Hubberten H.W. Ground ice and slope sediments archiving late Quaternary paleoenvironment and paleoclimate signals at the margins of El'gygytyn Impact Crater, NE Siberia // Quaternary Research. 2006. № 66. P. 259–272.
13. Буданцева Н.А., Васильчук Ю.К. Реконструкция зимней температуры воздуха в голоцене по стабильным изотопам из ледяных жил в районе горо-
3. Vasil'chuk Yu.K. Correlation of oxygen isotope composition of ice wedges and mean winter and mean January air temperature. *Isotopy v gidrosfere. Tezisy dokladov 3-go Vsesoyuznogo simpoziuma*. Isotopes in hydrosphere. Proc. of 3rd all-union symposium. Moscow: Institute of Water Problems, USSR Academy of Sciences, 1989: 82–83. [In Russian].
4. Vasil'chuk Y.K. Reconstruction of the palaeoclimate of the Late Pleistocene and Holocene of the basis of isotope studies of subsurface ice and waters of the permafrost zone. *Water Resources*. 1991, 17 (6): 640–647.
5. Meyer H. Late Quaternary climate history of Northern Siberia – evidence from ground ice. PhD. Potsdam: Universität Potsdam, 2003. 111 p.
6. Vasil'chuk Yu.K. *Izotopno-kislorodny sostav podzemnykh l'dov (opyt paleogeokriologicheskikh rekonstruktsiy)*. Oxygen isotope composition of ground ice (application to paleogeocryological reconstructions). In two volumes. V. 1. Moscow: Theoretical Problems Department, Russian Academy of Sciences and Lomonosov Moscow University Publications, 1992: 420 p. [In Russian].
7. Opel T., Meyer H., Wetterich S., Laepple T., Dereviagin A., Murton J. Ice wedges as archives of winter paleoclimate: A review. *Permafrost and Periglacial Processes*. 2018, 29 (3): 199–209.
8. Meyer H., Schirrmeister L., Andreev A., Wagner D., Hubberten H.-W., Yoshikawa K., Bobrov A., Wetterich S., Opel T., Kandiano E., Brown J. Lateglacial and Holocene isotopic and environmental history of northern coastal Alaska – results from a buried ice-wedge system at Barrow. *Quaternary Science Reviews*. 2010, 29: 3720–3735.
9. Kanevskiy M., Shur Y., Jorgenson T., Brown D.R.N., Moskalenko N., Brown J., Walker D.A., Raynolds M.K., Buchhorn M. Degradation and stabilization of ice wedges: Implications for assessing risk of thermokarst in northern Alaska. *Geomorphology*. 2017, 297: 20–42.
10. Kotov A.N. The features of cryolithogenesis in the ablation zone of Late Pleistocene glaciers. *Istoriya fundamental'nykh issledovaniy kriosfery Zemli v Arktike i Subarktike*. The history of base research of Earth cryosphere in the Arctic and Sub-Arctic. Novosibirsk: Nauka, 1997: 249–259. [In Russian].
11. Kotov A.N. Alas and ice-wedge ice complex of the deposits of north-western Chukotka (Eastern-Siberian sea coast). *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 1998, 2 (1): 11–18. [In Russian].
12. Schwamborn G., Meyer H., Fedorov G., Schirrmeister L., Hubberten H.W. Ground ice and slope sediments archiving late Quaternary paleoenvironment and paleoclimate signals at the margins of El'gygytyn Impact Crater, NE Siberia. *Quaternary Research*. 2006, 66: 259–272.
13. Budantseva N.A., Vasil'chuk Yu.K. Winter air temperature in Holocene reconstructed from the ice wedges stable water isotopes near Anadyr town. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2019, 59 (1): 93–102. doi: 10.15356/2076-6734-2019-1-93-102. [In Russian].

- да Анадырь // Лёд и Снег. 2019. Т. 59. № 1. С. 93–102. doi: 10.15356/2076-6734-2019-1-93-102.
14. Vasil'chuk Y.K., Budantseva N.A., Farquharson L.M., Maslakov A.A., Vasil'chuk A.C., Chizhova J.N. Isotopic evidence for Holocene January air temperature variability on the East Chukotka Peninsula // Permafrost and Periglacial Process. 2018. № 29. P. 283–297.
 15. Электронный ресурс: <http://meteo.ru/data/156-temperature>.
 16. Maslakov A., Shabanova N., Zamolodchikov D., Vologubov V., Kraev G. Permafrost Degradation within Eastern Chukotka CALM Sites in the 21st Century Based on CMIP5 Climate Models // Geosciences. 2019. № 9 (232). doi: 10.3390/geosciences9050232.
 17. Колесников С.Ф., Плахт И.Р. Чукотский район // Региональная криолитология / Под ред. А.И. Попова. М.: Изд-во МГУ, 1989. С. 201–217.
 18. Wetlands in Russia. V. 4: Wetlands in Northeastern Russia. Compiled by A.V. Andreev. Wetlands Intern. Russia Programme. Moscow, 2004. 198 p.
 19. Maslakov A., Kraev G. Erodibility of permafrost exposures in the coasts of Eastern Chukotka // Polar Science. 2016. № 10. P. 374–381. <http://dx.doi.org/10.1016/j.polar.2016.04.009>.
 20. Bronk Ramsey C. Bayesian Analysis of Radiocarbon Dates // Radiocarbon. 2009. V. 51. Is. 1. P. 337–360.
 21. Reimer P.J., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Buck C.E., Cheng H., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hafflidason H., Hajdas I., Hatté C., Heaton T.J., Hoffmann D.L., Hogg A.G., Hughen K.A., Kaiser K.F., Kromer B., Manning S.W., Niu M., Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Staff R.A., Turney C.S.M., van der Plicht J. IntCal13 and marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50 000 years cal BP // Radiocarbon. 2013. V. 55. P. 1869–1887.
 22. Памятники, памятные места истории и культуры Северо-Востока России (Магаданская область и Чукотка) / Науч. ред. Н.Н. Диков. Магадан: Книж. изд-во, 1994. 256 с.
 23. Киселев Н.К., Князев А.В., Савинецкий А.Б., Хасанов Б.Ф. Уэленский среднеголоценовый торфяник на крайнем северо-востоке Чукотского полуострова // Изв. РАН. Сер. Геогр. 1996. № 3. С. 86–94.
 24. Буданцева Н.А., Васильчук Дж.Ю., Маслаков А.А., Васильчук А.К., Васильчук Ю.К. Геохимический состав голоценовых повторно-жильных льдов северо-востока Чукотки // Арктика и Антарктика. 2017. № 2. С. 34–53. doi: 10.7256/2453-8922.2017.2.22980.
 14. Vasil'chuk Y.K., Budantseva N.A., Farquharson L.M., Maslakov A.A., Vasil'chuk A.C., Chizhova J.N. Isotopic evidence for Holocene January air temperature variability on the East Chukotka Peninsula. Permafrost and Periglacial Process. 2018, 29: 283–297.
 15. <http://meteo.ru/data/156-temperature>.
 16. Maslakov A., Shabanova N., Zamolodchikov D., Vologubov V., Kraev G. Permafrost Degradation within Eastern Chukotka CALM Sites in the 21st Century Based on CMIP5 Climate Models. Geosciences. 2019, 9 (232). doi: 10.3390/geosciences9050232.
 17. Kolesnikov S.F., Plakht I.R. Chukotka Area. Regional'naya Kriolitologiya. Regional Cryolithology. Ed. A.I. Popov. Moscow: MSU, 1989: 201–217 [In Russian].
 18. Wetlands in Russia. V. 4: Wetlands in Northeastern Russia. Compiled by Andreev A.V. Wetlands Intern. Russia Programme. Moscow, 2001: 198 p.
 19. Maslakov A., Kraev G. Erodibility of permafrost exposures in the coasts of Eastern Chukotka. Polar Science. 2016, 10: 374–381. <http://dx.doi.org/10.1016/j.polar.2016.04.009>.
 20. Bronk Ramsey C. Bayesian Analysis of Radiocarbon Dates. Radiocarbon. 2009, 51 (1): 337–360.
 21. Reimer P.J., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Buck C.E., Cheng H., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hafflidason H., Hajdas I., Hatté C., Heaton T.J., Hoffmann D.L., Hogg A.G., Hughen K.A., Kaiser K.F., Kromer B., Manning S.W., Niu M., Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Staff R.A., Turney C.S.M., van der Plicht J. IntCal13 and marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50 000 years cal BP. Radiocarbon. 2013, 55: 1869–1887.
 22. Monuments, memorials of history and culture of the North-East of Russia (Magadan region and Chukotka). Ed. N.N. Dikov. Magadan: Magadan Publ. House, 1994: 256 p. [In Russian].
 23. Kiselev N.K., Knyazev A.V., Savinetskiy A.B., Khasanov B.F. Uelen middle Holocene peatland on the extreme northeast of the Chukotka Peninsula. Izvestiya Rossiyskoy Akademii Nauk. Seriya Geograficheskaya. News of the Academy of Sciences, Geographical Series. 1996, 3: 86–94 [In Russian].
 24. Budantseva N.A., Vasil'chuk J.Y., Maslakov A.A., Vasil'chuk A.C., Vasil'chuk Y.K. Geochemical composition of Holocene ice wedges of the northeast of Chukotka. Arktika i Antarktika. Arctic and Antarctic. 2017, 2: 34–53. doi: 10.7256/2453-8922.2017.2.22980. [In Russian].

Прикладные проблемы

УДК 538.956+538.915

doi: 10.31857/S2076673420020039

Лёд 0 в природной среде. Экспериментальные данные и предполагаемые области его существования

© 2020 г. Г.С. Бордонский*, С.Д. Крылов, А.А. Гурулев

Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, Чита, Россия

*lgc255@mail.ru

Ice 0 in the natural environment. Experimental data and assumed areas of its existence

G.S. Bordonskiy*, S.D. Krylov, A.A. Gurulev

Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Chita, Russia

*lgc255@mail.ru

Received May 16, 2019 / Revised September 27, 2019 / Accepted December 13, 2019

Keywords: *cryochemical reactions, electromagnetic properties, ferroelectricity, ice 0, remote sensing, supercooled water.*

Summary

The paper presents the available experimental data on ice 0 and the assumed objects of the cryosphere in which it can exist. This ice is formed from supercooled volumetric water, and it precedes the formation of ices Ih or Ic, at temperatures below -23°C . This crystalline modification has been recently predicted by computer simulations using methods of molecular dynamics. Ice 0 was then experimentally found by electromagnetic investigation of wetted nanoporous media. Interest in this modification of ice was aroused due to its special physical and chemical characteristics. A singularity of ice 0 is that it is a ferroelectric that has a high static dielectric constant. When ferroelectric ice 0 contacts other dielectrics at their boundaries a thin layer is formed due to the diffusion of electric charges, and its electrical conductivity is higher than that of the contacting media. High electrical conductivity in thin films allows investigating frozen dispersed media containing ice 0 using non-contact electromagnetic measurement methods. As this takes place, it becomes possible to register water freezing processes in objects existing at temperatures of $-23 \div -100^{\circ}\text{C}$ using microwave spectroscopy and remote sensing methods. It is assumed that ice 0 is involved in chemical transformations in different objects of the cryosphere – in the atmosphere, and vegetation and soil covers. Its formation in the pores of materials of man-made structures may exert influence on the life-time of mechanisms and structures at low temperatures due to increased electrocorrosion. Ice 0 is assumed to exist on cold planets and their moons. That is why studying the possibility of ice 0 appearing in different objects of the natural environment at negative temperatures is so important for understanding their properties and developing remote sensing methods.

Citation: Bordonskiy G.S., Krylov S.D., Gurulev A.A. Ice 0 in the natural environment. Experimental data and assumed areas of its existence. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2020. 60 (2): 263–273. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673420020039.

Поступила 16 мая 2019 г. / После доработки 27 сентября 2019 г. / Принята к печати 13 декабря 2019 г.

Ключевые слова: *дистанционное зондирование, криохимические реакции, лёд 0, переохлаждённая вода, сегнетоэлектричество, электромагнитные свойства.*

Приводятся сведения о недавно открытом льде 0. Эта кристаллическая модификация образуется из переохлаждённой воды при температурах ниже -23°C . Лёд 0, представляя собой сегнетоэлектрик, характеризуется особыми физико-химическими свойствами. Его существование возможно в поровом пространстве искусственных сооружений и природных сред на Земле, холодных планетах и их спутниках.

Введение

В последние годы появились сообщения об открытии новой кристаллической модификации льда, названной лёд 0 [1, 2]. Данная модификация образуется только из переохлаждённой воды, предшествуя

образованию льда Ih или Ic. Лёд 0 был предсказан в цитируемых статьях теоретически при компьютерном моделировании свойств переохлаждённой воды при температурах ниже -23°C . Он имеет следующие физические характеристики: элементарная ячейка содержит 12 молекул воды; их расположение

соответствует пространственной группе $P4_2/ncm$; плотность льда составляет $0-921 \text{ кг/м}^3$. Такой лёд образуется из переохлаждённой воды при температурах ниже -23°C , создавая условие для гомогенной нуклеации льдов I_h и I_c ; лёд 0 относится к сегнетоэлектрику. Экспериментально определить появление льда 0 трудно, так как пока нет доступных технологий получения объёмной метастабильной переохлаждённой воды при температурах ниже -20°C из-за быстрого образования зародышей кристаллов льда. Область температур $-37 \div -120^\circ\text{C}$ по этой причине названа зарубежными специалистами условно «no man's land» [3], что можно перевести как «недоступная область».

В настоящее время самое низкое значение температуры переохлаждения, которого удалось достичь при охлаждении для капель воды размерами в несколько микрометров при их испарении в вакууме, составляет -46°C [4]. Капли существовали несколько миллисекунд, их структуру определяли с помощью импульсного рентгеновского лазера фемтосекундной длительности. Весьма сложная методика получения переохлаждённой воды и измерений позволила лишь незначительно продвинуться в «недоступную область». Возникает вопрос: представляет ли практический интерес изучение свойств льда 0, если достичь глубокого переохлаждения объёмной метастабильной воды на период времени, достаточный для его наблюдения? Ответ, который будет дан на этот вопрос, — положительный, так как глубоко переохлаждённая вода (с температурами ниже -23°C) со свойствами объёмной метастабильной воды может существовать в поровом пространстве разнообразных природных образований, а также на их поверхности в слоях, имеющих толщину несколько нанометров. При этом характеристики льда 0 позволяют объяснить многие необычные физико-химические свойства природных образований в криосфере Земли — в её атмосфере, растительных и почвенных покровах, а также в технических устройствах и строительных конструкциях.

Экспериментальные результаты

После выхода в свет работ [1, 2] встал вопрос об экспериментальном обнаружении льда 0. В исследовании [1] полагали, что это возможно при использовании рентгеновских методов из-

мерений. В работе [2] установили, что фазовый переход — нерезкий и должен происходить в интервале $-23 \div -90^\circ\text{C}$. Этот вопрос удалось решить авторам работ [5, 6], где при охлаждении воды, захваченной в поры силикатных материалов, впервые экспериментально обнаружено существование сегнетоэлектрического льда 0. Ранее было известно, что в нанопористых материалах, например в силикатах, возможно глубокое переохлаждение воды до -90°C [7]. При этом в порах таких материалов содержится мономолекулярный слой прочносвязанной воды, и переохлаждённая вода близка по структуре к объёмной, т.е. она метастабильна [8, 9].

Лёд 0, который искали в пористой увлажнённой среде, обнаружен с использованием электромагнитных методов измерений. Была предложена оригинальная методика измерений, основанная на особенностях льда 0 иметь сегнетоэлектрические свойства [6]. Известно, что сегнетоэлектрики характеризуются повышенным значением статической диэлектрической проницаемости ϵ_s , высоким уровнем электрических низкочастотных флуктуаций, повышенной электрической восприимчивостью, а также нелинейными их зависимостями от температуры и напряжённости внешнего электрического поля (в частности, наблюдается гистерезис физических характеристик от температуры и величины поля). Сущность методики состоит также в том, что для обнаружения льда 0 использована особенность образования на границе диэлектрика и сегнетоэлектрика тонкого слоя с высоким значением электропроводности из-за большой разности значений ϵ_s . Этот эффект обнаружен авторами работы [10]. В таком слое электропроводность может увеличиться на шесть порядков. Хотя толщина слоя около нанометра, он может проявиться при измерениях в микроволновом диапазоне. Реакция электромагнитного поля на среду с тонкими проводящими плёнками будет тем сильнее, чем больше площадь поверхности контакта сегнетоэлектрика и диэлектрика в единице объёма. У гидрофильных сорбентов она составляет сотни квадратных метров на грамм сухого вещества. В работах [5, 6] измерены коэффициент отражения микроволнового излучения по мощности от замерзающей увлажнённой пористой среды, помещённой в волновод, и прохождение мощности излучения через обра-

зец сорбента в зависимости от температуры. Результаты микроволновых экспериментов приведены на рис. 1. Они чётко показывают наличие особенностей при температурах ниже $-23\text{ }^{\circ}\text{C}$.

В экспериментах, представленных в исследовании [6], измеряли также низкочастотные электрические флуктуации, определяемые эффектом Баркгаузена, который возникает в сегнетоэлектрических материалах из-за скачкообразного движения доменных стенок (находящихся на границах доменов внутреннего электрического поля) при внешних воздействиях на исследуемый материал. При этом резко изменяется поляризация среды, которая приводит к флуктуациям поляризационных зарядов на поверхности образцов. Эффект Баркгаузена всегда сопровождается гистерезисом при циклическом изменении температуры сегнетоэлектрика. Результаты измерения среднего значения амплитуды шумов для ячейки, заполненной увлажнённым материалом SBA-15, при её охлаждении до $-140\text{ }^{\circ}\text{C}$ и последующем нагревании, приведены на рис. 2. Результаты выполненных экспериментов были объяснены образованием в порах силикатных материалов сегнетоэлектрического льда 0. Сегнетоэлектрические свойства льда 0 повлияли как на возрастание коэффициента отражения микроволнового излучения из-за роста проводимости среды (см. рис. 1, а), так и на гистерезис шумов (см. рис. 2) в зависимости от температуры. Температура резких изменений электрических параметров по результатам измерений находится вблизи $-23\text{ }^{\circ}\text{C}$, что соответствует предсказанному теоретически значению температуры, ниже которой из переохлаждённой объёмной воды образуется лёд 0. Отметим, что влияние образовавшихся проводящих слоёв оказалось наиболее выраженным при температурах $-50 \div -120\text{ }^{\circ}\text{C}$ (см. рис. 1, б).

Лёд 0 может формироваться в любых пористых структурах, в частности, входящих в состав биологических объектов. Например, значительный объём пор нанометрового размера есть в тканях древесной растительности. Авторы работы [11] провели эксперименты по измерению прохождения мощности микроволнового излучения через насаждения сосны обыкновенной в зимний период времени. Измерения вели непрерывно в течение нескольких суток в условиях, когда суточные колебания температуры дости-

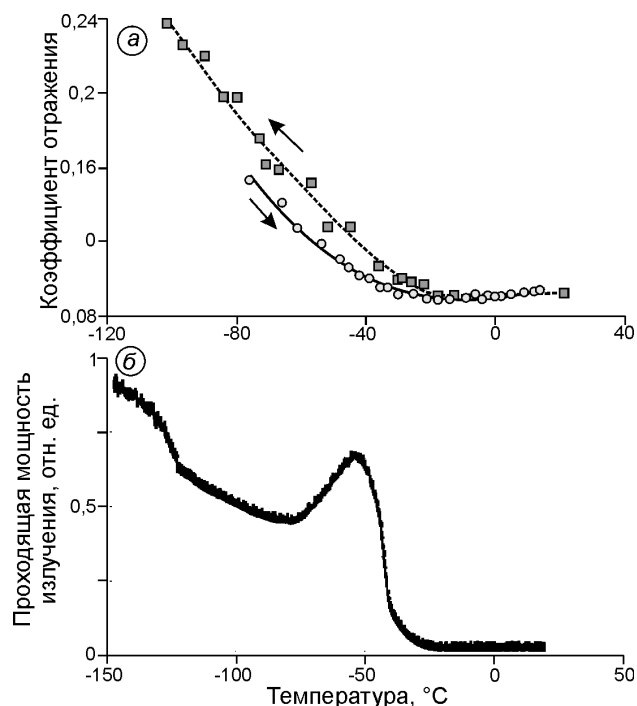


Рис. 1. Результаты измерения микроволновых параметров увлажнённых сред при отрицательных температурах.

а — зависимость от температуры коэффициента отражения мощности микроволнового излучения от увлажнённого силикагеля Acros 60 (силикагель для хроматографии, Бельгия) в волноводе на частоте 12,4 ГГц; весовая влажность 3,5%, стрелками показано направление изменения температуры в цикле охлаждение—нагревание; б — результаты измерений проходящей мощности излучения (в относительных единицах) через увлажнённый силикатный сорбент SBA-15 в зависимости от температуры на частоте 94 ГГц в процессе охлаждения среды; весовая влажность $\sim 120\%$

Fig. 1. The results of measurement of microwave parameters of humidified environments at low temperatures.

а — temperature dependence of the reflection coefficient of the microwave power from the moistened Acros 60 silica gel (Belgium) in a waveguide at a frequency of 12.4 GHz; weight humidity 3.5%, the arrows indicate the direction of temperature change in the cooling-heating cycle; б — the results of measurements of the transmitted radiation power (in relative units) through the humidified silicate sorbent SBA-15 depending on the temperature at a frequency of 94 GHz in the process of cooling the medium; weight humidity $\sim 120\%$

гали $20\text{ }^{\circ}\text{C}$ в интервале от -5 до $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$. Исследовали зависимость проходящей мощности микроволнового излучения на частоте 5,3 ГГц от температуры при её циклическом суточном изменении. Результаты измерений потерь мощности в ветках сосны, осреднённые за 10 суток измерений, в виде двух графиков приведены на рис. 3. Один график соответствует понижению,

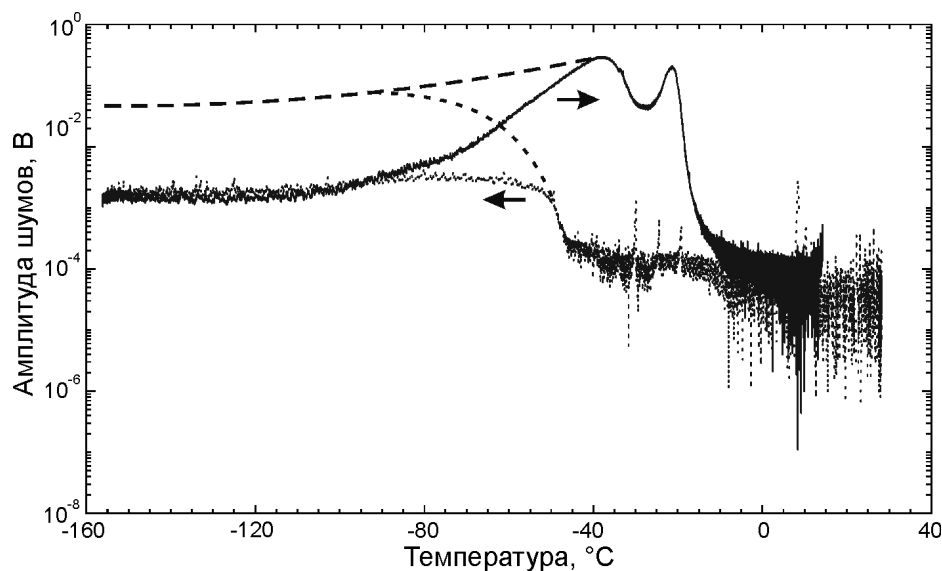


Рис. 2. Графики среднего значения амплитуды шумов образца из сорбента SBA-15 в полосе 1–100 Гц на выходе усилителя в зависимости от температуры в цикле охлаждение–нагревание среды.

Весовая влажность образца 110%; штриховые линии – верхние оценки шумов при росте импеданса ячейки, стрелки вблизи графиков указывают направление изменения температуры

Fig. 2. Graphs of the average amplitude of the noise of the sample SBA-15 in the 1–100 Hz band at the amplifier output, depending on the temperature in the cooling–heating cycle.

The weight humidity of the sample is 110%; the dashed lines are the upper noise estimates with increasing cell impedance, the arrows near the graphs indicate the direction of temperature change

другой – возрастанию температуры воздуха при их суточных вариациях. Сигнал записывался с интервалом 1 °C. Предварительно установку калибровали по прохождению сигнала в свободном пространстве. Температуру веток измеряли электронным термометром по температуре воздуха.

В процессе измерений обнаружен гистерезис значений потерь мощности проходящего излучения в зависимости от температуры веток деревьев. Причём потери различались при одной и той же температуре. Они оказались выше для зависимости, при которой температура веток возрастала. Такую особенность двух графиков (охлаждения и нагревания веток) нельзя объяснить на основе простого представления о замерзании водных растворов, когда при понижении температуры вода превращается в лёд и электромагнитные потери объекта существенно понижаются. В данном эксперименте вместо понижения потерь в ветках сосны после замерзания в них жидкости, напротив, наблюдали повышенные потери после цикла охлаждения (при последующем нагревании, см. верхний график на рис. 3). Эффект объясняется формированием льда 0 в мелких порах при температурах ниже

–23 °C. Как уже было объяснено, на контакте диэлектрика с сегнетоэлектриком и образовании проводящих плёнок [10] имеет место рост фактора потерь [6]. То же происходит для вещества тканей сосны с возрастанием поглощения среды при достижении температуры веток –25 ÷ –40 °C. При последующем нагревании древесных тканей исчезновение льда 0 происходило при температурах выше –23 °C, так как фазовый переход вода–лёд 0 нерезкий, что и вызывало гистерезис потерь. Если рассмотреть полученный результат с общих позиций нелинейных явлений, то можно отметить, что ткани увлажнённой древесины имеют нелинейные физические свойства в зависимости температуры. Гистерезис также подтверждает появление в объекте сегнетоэлектрической фазы.

Ветки сосны состоят из двух макроскопических структурных компонентов – хвои и древесины, поэтому возник вопрос о различии их электромагнитных характеристик. Для решения этого вопроса выполнен лабораторный эксперимент на частоте 34 ГГц с замораживанием отдельно хвои и древесины веток и измерением прохождения мощности излучения через эти

компоненты. Как было установлено, гистерезис потерь имел место не в хвое веток, а в их древесине. В работе [11] эту особенность объяснили строением пор — в древесине веток они имеют вид тонких цилиндров, а в хвое — округлые. Такие структуры имеют разные электромагнитные свойства. Волокнистые поры и вода в них в процессе поляризации в переменных полях имеют меньшие поля рассеяния, так как домены электрического поля располагаются вдоль волокон. Поля вне тонких цилиндров на их торцах занимают относительно небольшие объёмы, следовательно, такие структуры имеют более низкое значение свободной энергии по сравнению с округлыми формами. По этой причине в волокнах облегчено образование сегнетоэлектрического льда 0 по сравнению со случаем округлых пор с водой.

Как оказалось, отчётливо выраженный эффект гистерезиса электрических шумов наблюдали для силикатного сорбента SBA-15, имеющего длинные цилиндрические поры нанометрового диаметра (см. рис. 2). При этом возможно также влияние различий химического состава растворов в клетках двух структур и материала стенок пор. Например, для другого сорбента с цилиндрическими порами MCM-41 выраженный эффект отсутствовал [6]. Отметим, что в стенках клеток древесины сосны содержится большой объём пор с размерами менее 2 нм (75% общего объёма) [12], что приводит к возможности глубокого переохлаждения жидкой воды в них. Понижение температуры фазового перехода лёд–вода в поровом пространстве определяется формулой Гиббса–Томсона $\Delta T = C/(r - t)$ [9], где r — радиус поры, нм, t — 0,4 нм для силикатных материалов, C — константа, приблизительно равная $50^\circ\text{C} \times \text{нм}$. Причём эти поры открываются при увлажнении древесины и исчезают при высушивании среды. Их удельная площадь поверхности составляет $\sim 100 \text{ м}^2$ на грамм сухого вещества. Очевидно, что образование льда 0 определяется формой пор, общей увлажнённостью образца и другими свойствами пористой среды, что может приводить к особенностям фазового превращения, в том числе сдвигу границы температуры фазового перехода. Кроме того, на массу образовавшегося льда может влиять время выдержки среды при определённых значениях её температуры,

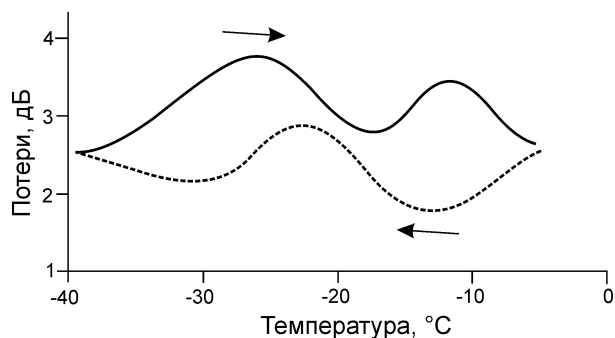


Рис. 3. Зависимость потерь мощности излучения на частоте 5,3 ГГц (в децибелах) при его распространении через ветки сосновых деревьев.

Усреднение значений потерь в течение 10 сут., стрелки вблизи графиков указывают на направление суточных изменений температуры

Fig. 3. Dependence of radiation power loss at a frequency of 5.3 GHz (in decibels) during its propagation through the branches of pine trees.

Averaging loss values for 10 days, the arrows near the graphs indicate the direction of daily temperature changes

поэтому существует широкий интервал физических характеристик пористых сред, определяемый формированием в них льда 0.

Поиски льда 0 в криосфере

Рассмотрим результаты экспериментальных исследований льда 0. Он, как уже отмечалось, образуется в пористых телах, поэтому можно ожидать его появления в верхних слоях почв, грунтов, растительных и снежно-ледяных покровов в холодных регионах планеты. Поиски данной модификации льда можно вести и в атмосфере, и в её верхних слоях.

Атмосфера. Средняя температура воздуха вблизи поверхности Земли по данным метеонаблюдений имеет значение $\sim 20^\circ\text{C}$. В полярных областях температура может понижаться до -70°C , а в отдельные периоды на больших высотах до -140°C . Стабильно низкие температуры, ниже $-20 \div -80^\circ\text{C}$, наблюдаются в верхней тропосфере, в страто-, мезо- и термосфере. На рис. 4 приведены средние значения температуры воздуха по высоте из работы [13]. На нём выделена область температур и высот, где возможно образование льда 0. Видно, что необходимые условия имеются с высот от нескольких километров до $\sim 100 \text{ км}$. С понижением темпера-

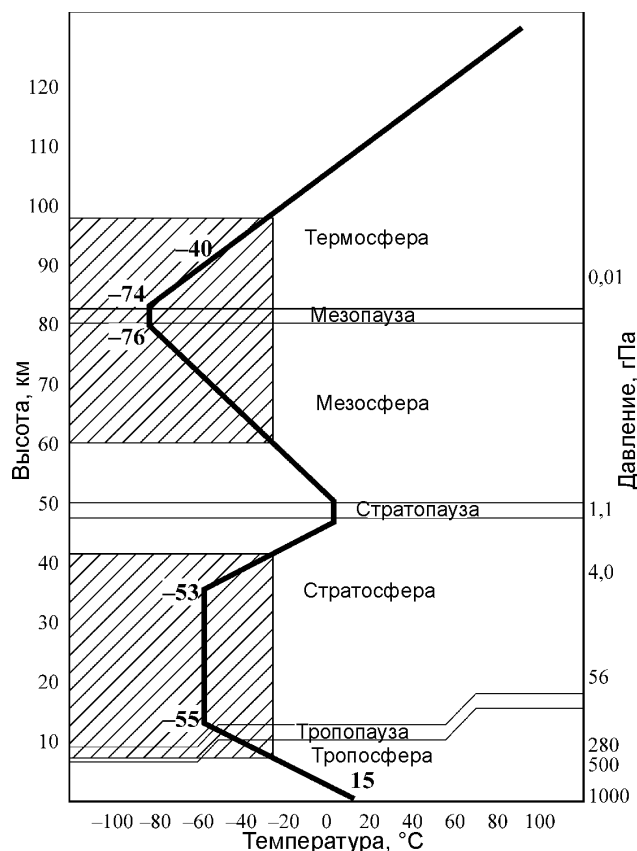


Рис. 4. Вертикальное распределение среднего значения температуры по данным [13].

Заштрихована область высот и температур, где возможно образование льда 0

Fig. 4. The vertical distribution of the average temperature according to [13].

The region of heights and temperatures is shaded, where ice formation is possible

туры, однако, давление насыщенных паров падает, и на больших высотах температура конденсации водяного пара заметно понижается. При этом конденсация облегчена на пористых гидрофильных частицах, поступающих в верхние слои атмосферы из космического пространства, с поверхности Земли и из её недр. Это позволяет предположить, что в атмосфере образуются ледяные облака из частиц, содержащих некоторое количество льда 0.

Мезосфера. Как известно, в мезосфере на высотах 70–85 км образуется особый вид облаков – серебристые [13]. Эти облака состоят из ледяных частиц, которые сформировались при конденсации пара на частицах пыли (вулканического или метеорного происхождения). Их средние размеры составляют 20–100 нм. Не-

смотря на низкую концентрацию и малые размеры частиц в серебристых облаках, обнаружено выраженное отражение от них не только светового излучения, но и сигналов радаров от слоёв толщиной ~100 м на частотах от 2 МГц до 1 ГГц [14]. Создаётся впечатление, что отражающие слои состоят из «металлических» частиц, так как отражение от ледяных частиц нанометровых размеров с низким значением диэлектрической проницаемости при их объёмной концентрации ~10 нг/м³ [15] практически не должно регистрироваться. Вместе с тем в современной теории рассеяния электромагнитного излучения известен необычный феномен резкого усиления поглощения и рассеяния малыми металлическими частицами (размеры которых много меньше длины волны), охватывающего область частот от ультрафиолета до радиочастот. Это связано с образованием поверхностных мод в проводящих частицах, для которых действительная часть диэлектрической проницаемости имеет отрицательные значения. При этом интенсивность рассеяния излучения возрастает в случае анизотропии формы частиц [16]. Этим условиям (металлическая проводимость, анизотропия формы частиц) удовлетворяют частицы пыли, покрытые льдом 0.

Радарные методы определения мезосферных облаков на низких частотах требуют высоких мощностей излучения, так как интенсивность отражённых сигналов мала. Однако интенсивность рассеяния на малых анизотропных частицах с проводящими слоями, например, на частоте 90 ГГц, должна возрасти приблизительно на семь порядков по сравнению с частотой 1 ГГц [16]. Для проверки существования такого эффекта можно использовать метод микроволновой радиометрии по обнаружению отражённого радиотеплового излучения Солнца от серебристых облаков во время его восхода и захода. Микроволновая радиометрия не требует громоздких мощных установок. В настоящее время имеются разработки компактных радиометрических комплексов, например, один из них представлен в работе [17].

Косвенное подтверждение образования облаков из льда 0 связано с температурным диапазоном их появления. Согласно [15], типичная температура серебристых облаков составляет $-70 \div -140$ °C. Эти значения совпадают с макси-

мумом микроволновых потерь воды в силикатном материале SBA-15, обнаруженном при лабораторном эксперименте (см. рис. 1, б). Отметим, что измеренная масса ледяных частиц на высотах 80–90 км составляет 10–30 нг/м³ [15]. Это означает, что эквивалентный монолитный слой льда в столбе 1 км составляет порядка 1 нм (или несколько размеров молекул воды). Отражение радиоволн от таких масс вещества возможно только, если в облаке имеются кластеры изо льда с высокой электропроводностью. Объяснение электрических свойств серебристых облаков и создание новых методов их наблюдений важно для мониторинга климатических изменений. В настоящее время установлено, что их более частое появление связано с увеличением концентрации в атмосфере углекислого газа и метана [14, 15].

Страто- и тропосфера. Как видно из рис. 4, условия образования льда 0 имеются в страто- и тропосфере. Установлено, что поверхность ледяных частиц может влиять на деструкцию озона в конце зимы и начале весны [18]. Такие частицы формируются при температурах ниже –84 °С. Однако процессы в переохлаждённых облаках в стратосфере, как отмечалось в [19], изучены пока недостаточно. Раньше исследователи не учитывали наличие в стратосфере ледяных частиц изо льда 0, которые имеют иное значение химического потенциала, а следовательно, другой была и химическая активность их поверхности по сравнению с веществом льдов Ih и Ic. Это требует более глубокого исследования процессов деструкции озона и выводов о влиянии на них тех или иных химических соединений (а не только фреона).

В тропосфере также вероятен механизм образования льда 0, отличный от замерзания свободно парящих капель воды. При быстром вертикальном подъёме воздуха, например, при набегании потоков на горные системы и адиабатическом расширении, происходит охлаждение воздуха с возникновением конденсации пара. Это возможно и в протяжённых по высоте грозовых облаках, где в их верхних слоях из-за конвективного подъёма воздуха температура может достигать –30 °С [13]. При возникновении сегнетоэлектрических частиц изо льда 0 должен проявляться особый механизм электризации частей облаков. В частности, в исследовании [20] на основе самолётных измерений отмечено, что

электризация ледяных кристаллов в грозовых облаках не наблюдается при температурах ниже –22 °С. Это значение совпадает с температурой образования льда 0, которое вряд ли случайно. Согласно последним исследованиям механизма электризации трением, установлено, что он определяется удалением при механическом взаимодействии с другими телами прилипших к поверхности заряженных ионов гидроксила [21]. Тогда эффект исчезновения электризации при температурах ниже –22 °С можно объяснить появлением сильных поверхностных электрических полей сегнетоэлектрического льда 0, которые удерживают ионы гидроксила от удаления. Механизмы электризации с участием льда 0 требуют специального изучения. Это тем более актуально, поскольку в теории грозового электричества до сих пор нет единого мнения о механизмах его возникновения. Понимание механизмов электризации гидрометеоров в атмосферных явлениях (при грозах, снегопадах, тайфунах, торнадо, извержениях вулканов) и возникновения грозовых разрядов важно для создания более эффективных систем грозозащиты, в том числе для авиации.

Растительные покровы. Как показано в работе [11], лёд 0 образуется в капиллярах древесных сосны при низких температурах, что связано с широким набором размеров пор. В меньших порах (2–3 нм) вода не замерзает до –45 °С. Отметим, что значение –45 °С соответствует обнаруженной два десятилетия назад «сингулярной точке» переохлаждённой воды, для которой наблюдали резкое изменение теплоёмкости при постоянном давлении, коэффициента изотермической сжимаемости и изобарического коэффициента теплового расширения [22, 23]. В настоящее время считается, что данной температуре соответствует точка на линии Видома при нормальном атмосферном давлении [22]. Линия Видома определяет особое состояние переохлаждённой воды и исходит из второй её критической точки в фазовом пространстве давление–температура. Если лёд 0 образуется близко к –45 °С, то можно ожидать ускорения криохимических превращений в порах различных сред с участием воды. С одной стороны, при фазовом переходе изменяется химический потенциал ледяных частиц, с другой стороны, на линии Видома возникают сильные флуктуации энтропии и плотности

воды. Такие условия могут приводить к преодолению молекулами воды барьера реакций и ускорению химических превращений вблизи -45°C . Правда, интервал температуры такого ускорения, по данным работы [24], достаточно узок и составляет $0,1-1^{\circ}\text{C}$. Представленные в работе [25] данные показывают гибель растительных клеток при охлаждении ниже -45°C . Возможно, это связано с резким усилением химических превращений при этой температуре и разрушением структур из органических молекул.

Таким образом, в растительных покровах можно ожидать активации криохимических процессов как при температурах ниже -23°C , так и вблизи линии Видома, которая может сдвигаться в зависимости от химического состава растворов органических веществ и солей в воде, а также величины давления в порах. Принципиальная возможность изменения физико-химических параметров растительных покровов при отрицательных температурах создаёт предпосылки для изучения поведения растворов в растительных тканях. Здесь можно отметить вопросы устойчивости растительности к заморозкам и деструкции замороженных биологических тканей в некоторых температурных интервалах (в отличие от распространённого мнения о консервации при замораживании).

Почвы и грунты. Принято считать, что при замерзании почв и грунтов происходит замедление миграции жидких компонентов дисперсной среды. В мелкодисперсных средах, например в глинах, вода вымерзает при охлаждении до -70°C , т.е. в глине вероятно формирование льда 0. Его присутствие может объясняться особыми криохимическими явлениями при охлаждении верхних слоёв почв и грунтов, а также при ускорении выветривания трещиноватых горных пород. Поскольку в мёрзлой породе появляется новая твёрдая фаза, возникают дополнительные поверхности раздела: лёд 0 — лёд Ih; лёд 0 — минеральные частицы; лёд 0 — жидкая вода. В частности, неожиданным оказалось обнаружение на поверхности кометы Чурюмова—Герасименко десятков молекул органических соединений [26]. Другой пример: на поверхности Титана, спутника Сатурна, найден винилцианид, который может формировать мембраны живых клеток [27]. Возникает вопрос, как сложные молекулы могут образовываться и накапливаться при температурах

значительно ниже 0°C ? Кроме фотохимических превращений, ответ связывается с появлением электрически (и химически) активного, по сравнению со льдом Ih, льда 0, а также с существованием особой точки повышенных флуктуаций жидкой воды на линии Видома, определяемой наличием второй критической точки воды.

Благоприятные условия для образования льда 0 имеются на холодных планетах Солнечной системы. Например, на Марсе средняя температура вблизи поверхности составляет около -45°C , а в марсианской атмосфере содержится около 0,1% водяного пара. Значительные колебания температуры, а также большое количество мелкой пыли в атмосфере приводят к фазовым переходам воды, в том числе и в полярных шапках. Зафиксировано значительное изменение полярных шапок, состоящих из смеси водного льда и углекислотного льда при их таянии и замерзании. Так, метан, обнаруженный в атмосфере Марса, может формироваться при взаимодействии твёрдой углекислоты и переохлаждённой воды в её поровом пространстве. Холодные периоды существовали и в геологической истории Земли, когда светимость Солнца и парниковый эффект были недостаточны для плавления льда на больших пространствах и ледяной покров покрывал всю поверхность нашей планеты. В то же время геологические данные указывают на существование жизни и в такие периоды. Важно исследовать влияние льда 0 на разнообразные процессы, протекающие на поверхности холодных космических тел и в их недрах.

Технические устройства. Образование льда 0 в порах строительных материалов, особенно в металлических конструкциях в северных регионах, может приводить к ускорению коррозии металлов при низких температурах ($-23 \div -60^{\circ}\text{C}$). Например, в исследовании [28] отмечали повышенный износ конструкций машин и механизмов в районах Крайнего Севера. Можно предположить особый механизм разрушения металлов. Поры в металлах могут иметь вид вытянутых образований, заполненных водой. При колебаниях температуры и возникновении её в их среде градиента в порах могут возникать замкнутые электрические токи из-за появления термоЭДС на контактах лёд 0 — металл. Электрокоррозия на контактах различных материалов во влажном воздухе — хорошо известное явление. В случае

льда 0 этот эффект может возникать в пористых электропроводящих средах. Ранее ускорение коррозии металла при контакте со льдом исследовали в работе [29], авторы которой сделали вывод, что этот эффект связан с влиянием структурных дефектов льда. В случае со льдом 0 коррозия может быть усилена, так как дефекты в сегнетоэлектриках несут дополнительные электрические заряды [30].

Заключение

Обнаружение новой кристаллической модификации водного льда — льда 0, представляющего собой переходную форму от глубоко переохлаждённой метастабильной воды при температурах ниже $-23\text{ }^{\circ}\text{C}$ ко льдам Ih и Ic, позволяет по-новому взглянуть на физико-химические процессы в криосфере. Существенная особенность льда 0 — наличие у него сегнетоэлектрических свойств. Следовательно, лёд 0 должен более активно участвовать в криохимических превращениях, чем льды Ih и Ic, из-за более высокого химического потенциала поверхности кристаллов этого льда. Земная атмосфера — область криосферы, где лёд 0 наиболее активно участвует в физико-химических и в фотохимических превращениях. Большие площади сезонно замерзающей почвы — особый био-

химический реактор, где возможно ускорение некоторых химических реакций с участием переохлаждённой воды. Это относится к районам Арктики и Субарктики. Лёд 0 также должен существовать на холодных планетах, их спутниках и внутри иных космических тел с характерными температурами от -23 до $-120\text{ }^{\circ}\text{C}$.

При конденсации водяного пара на твёрдых мелких частицах и в их порах с большой площадью порового пространства при температурах ниже $-23\text{ }^{\circ}\text{C}$ такие частицы приобретают особые электромагнитные свойства. Они становятся похожими на мелкие металлические частицы. Поэтому появление льда 0 в структурах, содержащих воду, может регистрироваться по изменению их микроволновых и электрофизических характеристик. Это позволяет дистанционно определять наличие в них воды при измерениях рассеяния, поглощения и отражения электромагнитных излучений в оптическом, инфракрасном и микроволновом диапазонах. Изучение разнообразных характеристик объектов, содержащих лёд 0, имеет большой научный и прикладной интерес.

Благодарности. Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 18-05-00085.

Acknowledgments. This work was supported by the Russian Foundation for Basic Research, project № 18-05-00085.

Литература

References

1. Russo J., Romano F., Tanaka Y. New metastable form of ice and its role in the homogeneous crystallization of water // *Nature Materials*. 2014. V. 13. № 7. P. 733–739.
2. Quigley D., Alfè D., Slater B. On the stability of ice 0, ice I, and Ih // *Journ. of Chemical Physics*. 2014. V. 141. P. 161102.
3. Mishima O., Stanley H.E. The relationship between liquid, supercooled and glassy water // *Nature*. 1998. V. 396. № 6709. P. 329–335.
4. Sellberg J.A., Huang C., McQueen T.A., Loh N.D., Laksmono H., Schlesinger D., Sierra R.G., Nordlund D., Hampton C.Y., Starodub D., DePonte D.P., Beye M., Chen C., Martin A.V., Barty A., Wikfeldt K.T., Weiss T.M., Caronna C., Feldkamp J., Skinner L.B., Seibert M.M., Messerschmidt M., Williams G.J., Boutet S., Pettersson L.G.M., Bogan M.J., Nilsson A. Ultrafast X-ray probing of water structure below the homogeneous ice nucleation temperature // *Nature*. 2014. V. 510. P. 381–384.
1. Russo J., Romano F., Tanaka Y. New metastable form of ice and its role in the homogeneous crystallization of water. *Nature Materials*. 2014, 13 (7): 733–739.
2. Quigley D., Alfè D., Slater B. On the stability of ice 0, ice I, and Ih. *Journ. of Chemical Physics*. 2014, 141: 161102.
3. Mishima O., Stanley H.E. The relationship between liquid, supercooled and glassy water. *Nature*. 1998, 396 (6709): 329–335.
4. Sellberg J.A., Huang C., McQueen T.A., Loh N.D., Laksmono H., Schlesinger D., Sierra R.G., Nordlund D., Hampton C.Y., Starodub D., DePonte D.P., Beye M., Chen C., Martin A.V., Barty A., Wikfeldt K.T., Weiss T.M., Caronna C., Feldkamp J., Skinner L.B., Seibert M.M., Messerschmidt M., Williams G.J., Boutet S., Pettersson L.G.M., Bogan M.J., Nilsson A. Ultrafast X-ray probing of water structure below the homogeneous ice nucleation temperature. *Nature*. 2014, 510: 381–384.

5. Бординский Г.С., Орлов А.О. Поиски сегнетоэлектрических льдов в пористых средах в земных условиях // Криосфера Земли. 2017. Т. 21. № 6. С. 45–54.
6. Бординский Г.С., Орлов А.О. Признаки возникновения льда «0» в увлажнённых нанопористых средах при электромагнитных измерениях // Письма в Журнал экспериментальной и теоретической физики. 2017. Т. 105. № 8. С. 483–488.
7. Limmer D.T., Chandler D. Phase diagram of supercooled water confined to hydrophilic nanopores // Journ. of Chemical Physics. 2012. V. 137. P. 044509.
8. Cervený S., Mallamace F., Swenson J., Vogel M., Xu L. Confined water as model of supercooled water // Chemical Reviews. 2016. V. 116. № 13. P. 7608–7625.
9. Меньшиков Л.И., Меньшиков П.Л., Федичев П.О. Феноменологическая модель гидрофобных и гидрофильных взаимодействий // Журнал экспериментальной и теоретической физики. 2017. Т. 152. № 6 (12). С. 1374–1392.
10. Korobeynikov S.M., Melekhov A.V., Soloveitchik Yu.G., Royak M.E., Agoris D.P., Pyrgioti E. Surface conductivity at the interface between ceramics and transformer oil // Journ. of Physics. D: Applied Physics. 2005. V. 38. № 6. P. 915–921.
11. Бординский Г.С., Гурулев А.А., Орлов А.О., Цыренжапов С.В. Вариации микроволновых потерь в ветках сосны при отрицательных температурах // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2018. Т. 15. № 5. С. 120–129.
12. Колосовская Е.А., Лоскутов С.Р., Чудинов Б.С. Физические основы взаимодействия древесины с водой. Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1986. 216 с.
13. Беспалов Д.П., Девяткин А.М., Довгалюк Ю.А., Кондратюк В.И., Кулешов Ю.В., Светлова Т.П., Суворов С.С., Тимофеев В.И. Атлас облаков / Ред. Л.К. Сурыгина. СПб.: Д'АРТ, 2011. 248 с.
14. Ролдугин В.К., Черняков С.М., Ролдугин А.В., Оглоблина О.Ф. Вариации полярных летних мезосферных отражений во время появления неоднородностей серебристых облаков // Геомагнетизм и аэронавигация. 2018. Т. 58. № 3. С. 343–349.
15. Электронный ресурс: Russell III J.M. Observations of Polar Mesospheric Clouds from Space and Their Scientific Implications. 2010. <https://www.agci.org/lib/10s1/observations-polar-mesospheric-clouds-space-and-their-scientific-implications#>.
16. Борен К., Хафмен Д. Поглощение и рассеяние света малыми частицами. М.: Мир, 1986. 664 с.
17. Алексеев П.В., Викторов А.С., Волков А.М., Гончаров А.К., Гордон З.И., Данекин А.И., Кочеров С.А., Некрасов В.В., Пахомов Л.А., Прохоров Ю.П., Феоктистов А.А., Хапин Ю.Б. Микроволновый сканирующий радиометр интегрального влажностного зондирования атмосферы (МИВЗА) // Исследование Земли из космоса. 2003. № 5. С. 68–77.
18. Farman J.C., Gardiner B.G., Shanklin J.D. Large losses of total ozone in Antarctica reveal seasonal ClOx/NOx interaction // Nature. 1985. V. 315. P. 207–210.
5. Bordonskii G.S., Orlov A.O. The Search for Ferroelectric Ice in Porous Media on the Earth. *Kriosfera Zemli. Earth's Cryosphere*. 2017, 21 (6): 45–54. [In Russian].
6. Bordonskii G.S., Orlov A.O. Signatures of the Appearance of Ice 0 in Wetted Nanoporous Media at Electromagnetic Measurements. *Pis'ma v Zhurnal eksperimental'noy i teoreticheskoy fiziki. JETP Letters*. 2017, 105 (8): 483–488. [In Russian].
7. Limmer D.T., Chandler D. Phase diagram of supercooled water confined to hydrophilic nanopores. *Journ. of Chemical Physics*. 2012, 137: 044509.
8. Cervený S., Mallamace F., Swenson J., Vogel M., Xu L. Confined water as model of supercooled water. *Chemical Reviews*. 2016, 116 (13): 7608–7625.
9. Men'shikov L.I., Men'shikov P.L., Fedichev P.O. Phenomenological Model of Hydrophobic and Hydrophilic Interactions. *Zhurnal eksperimental'noy i teoreticheskoy fiziki. JETP*. 2017, 152 (6): 1374–1392. [In Russian].
10. Korobeynikov S.M., Melekhov A.V., Soloveitchik Yu.G., Royak M.E., Agoris D.P., Pyrgioti E. Surface conductivity at the interface between ceramics and transformer oil // *Journ. of Physics. D: Applied Physics*. 2005, 38 (6): 915–921.
11. Bordonskii G.S., Gurulev A.A., Orlov A.O., Tsyrenzhapov S.V. Variation of microwave losses in pine branches at negative temperatures. *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*. Current problems in remote sensing of the Earth from space. 2018, 15 (5): 120–129. [In Russian].
12. Kolosovskaya E.A., Loskutov S.R., Chudinov B.S. *Fizicheskie osnovy vzaimodeistviya drevesiny s vodoj*. The physical basis of the interaction of wood with water. Novosibirsk: Nauka. Sibirskoe Otdelenie, 1986: 216 p. [In Russian].
13. Bespalov D.P., Devyatkin A.M., Dovgalyuk Yu.A., Kondratyuk V.I., Kuleshov Yu.V., Svetlova T.P., Suvorov S.S., Timofeev V.I. *Atlas oblakov*. Cloud atlas. Ed. L.K. Surygina. St. Petersburg: D'ART, 2011: 248 p. [In Russian].
14. Roldugin V.K., Chernyakov S.M., Roldugin A.V., Ogloblina O.F. Variations in the Polar Mesospheric Summer Echoes during the Appearance of Irregularities of Noctilucent Clouds. *Geomagnetizm i aeronomiya. Geomagnetism and Aeronomy*. 2018, 58 (3): 343–349. [In Russian].
15. <https://www.agci.org/lib/10s1/observations-polar-mesospheric-clouds-space-and-their-scientific-implications#>.
16. Boren K., Khafmen D. *Pogloshchenie i rasseyaniye sveta malymi chastitsami*. Absorption and scattering of light by small particles. Moscow: Mir, 1986: 664 p. [In Russian].
17. Alekseev P.V., Viktorov A.S., Volkov A.M., Goncharov A.K., Gordon Z.I., Danekin A.I., Kocherov S.A., Nekrasov V.V., Pakhomov L.A., Prokhorov Yu.P., Feoktistov A.A., Khapin Yu.B. Microwave Scanning Radiometer for Atmospheric Integral Humidity Sounding (MIVZA). *Issledovanie Zemli iz kosmosa*. Earth exploration from space. 2003, 5: 68–77. [In Russian].
18. Farman J.C., Gardiner B.G., Shanklin J.D. Large losses of total ozone in Antarctica reveal seasonal ClOx/NOx interaction. *Nature*. 1985, 315: 207–210.
19. Dubowski Y., Vieceli J., Tobias D.J., Gomez A., Lin A., Nizkorodov S.A., McIntire T.M., Finlayson-Pitts B.J.

19. Dubowski Y., Vieceli J., Tobias D.J., Gomez A., Lin A., Nizkorodov S.A., McIntire T.M., Finlayson-Pitts B.J. Interaction of Gas-Phase Ozone at 296 K with Unsaturated Self-Assembled Monolayers: A New Look at an Old System // *Journ. of Physical Chemistry A*. 2004. V. 108. P. 10473–10485.
20. Гальперин С.М., Кашлева Л.В., Михайловский Ю.П., Степаненко В.Д. Электризация конвективных облаков в естественном цикле развития и при воздействиях (самолётные исследования). // *Вопросы атмосферного электричества*. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 280 с.
21. Waitukaitis S.R., Lee V., Pierson J.M., Forman S.L., Jaeger H.M. Size-Dependent Same-Material Tribocharging in Insulating Grains // *Physical Review Letters*. 2014. V. 112. № 21. P. 218001.
22. Mishima O. Volume of supercooled water under pressure and the liquid-liquid critical point // *Journ. of Chemical Physics*. 2010. V. 133. P. 144503.
23. Biddle J.W., Holten V., Anisimov M.A. Behavior of supercooled aqueous solutions stemming from hidden liquid–liquid transition in water // *Journ. of Chemical Physics*. 2014. V. 141. P. 074504.
24. Бордонский Г.С., Гурулев А.А., Крылов С.Д., Цыренжапов С.В. Использование микроволновой спектроскопии для изучения состояния переохлаждённой воды // *Конденсированные среды и межфазные границы*. 2019. Т. 21. № 1. С. 16–23.
25. Вода и водные растворы при температурах ниже 0 °C / Ред. Ф. Франкс. Киев: Наукова думка, 1985. 387 с.
26. Goesmann F., Rosenbauer H., Bredehöft J.H., Cabane M., Ehrenfreund P., Gautier T., Giri C., Krüger H., Le Roy L., MacDermott A.J., McKenna-Lawlor S., Meierhenrich U.J., Muñoz Caro G.M., Raulin F., Roll R., Steele A., Steininger H., Sternberg R., Szopa C., Thiemann W., Ulamec S. Organic compounds on comet 67P/Churyumov-Gerasimenko revealed by COSAC mass spectrometry // *Science*. 2015. V. 349. № 6247. P. aab0689.
27. Palmer M.Y., Cordiner M.A., Nixon C.A., Charnley S.B., Teanby N.A., Kisiel Z., Irwin P.G.J., Mumma M.J. ALMA detection and astrobiological potential of vinyl cyanide on Titan // *Science Advances*. 2017. V. 3. № 7. P. e1700022.
28. Яковлева С.П., Махарова С.Н. Влияние дефектов внутренней металлической оболочки на фрагментационные разрушения композитных газотопливных баллонов в природно-климатических условиях Якутии // *Тр. VIII Евразийского симпозиума по проблемам прочности материалов и машин для регионов холодного климата*: Т. 1. Якутск: Цумори Пресс, 2018. С. 180–188.
29. Шавлов А.В., Писарев А.Д., Рябцева А.А. Коррозия плёнок металлов во льду. Динамика электропроводности плёнок // *Журнал физической химии*. 2007. Т. 81. № 7. С. 1180–1185.
30. Николаев В.И., Перцев Н.А., Смирнов Б.И. Электризация сегнетоэлектрических монокристаллов NaNO_2 при пластической деформации // *Физика твердого тела*. 1988. Т. 30. № 10. С. 2996–3001.
- Interaction of Gas-Phase Ozone at 296 K with Unsaturated Self-Assembled Monolayers: A New Look at an Old System. *Journ. of Physical Chemistry A*. 2004. 108: 10473–10485.
20. Gal'perin S.M., Kashleva L.V., Mikhailovskii Yu.P., Stepanenko V.D. Electrification of convective clouds in the natural cycle of development and exposure (aircraft research). *Voprosy atmosfernogo elektrichestva*. Atmospheric electricity issues. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1990: 280 p. [In Russian].
21. Waitukaitis S.R., Lee V., Pierson J.M., Forman S.L., Jaeger H.M. Size-Dependent Same-Material Tribocharging in Insulating Grains. *Physical Review Letters*. 2014, 112 (21): 218001.
22. Mishima O. Volume of supercooled water under pressure and the liquid-liquid critical point. *Journ. of Chemical Physics*. 2010, 133: 144503.
23. Biddle J.W., Holten V., Anisimov M.A. Behavior of supercooled aqueous solutions stemming from hidden liquid–liquid transition in water. *Journ. of Chemical Physics*. 2014, 141: 074504.
24. Bordonskii G.S., Gurulev A.A., Krylov S.D., Tsyrenzhapov S.V. Using microwave spectroscopy to study the state of supercooled water. *Kondensirovannye sredy i mezhfaznye granitsy*. Condensed Matter and Interphases. 2019, 21 (1): 16–23. [In Russian].
25. Voda i vodnye rastvory pri temperaturakh nizhe 0°C. Water and Aqueous Solutions at Subzero Temperatures. Ed. F. Franks. Kiev: Naukova dumka, 1985: 387 p. [In Russian].
26. Goesmann F., Rosenbauer H., Bredehöft J.H., Cabane M., Ehrenfreund P., Gautier T., Giri C., Krüger H., Le Roy L., MacDermott A.J., McKenna-Lawlor S., Meierhenrich U.J., Muñoz Caro G.M., Raulin F., Roll R., Steele A., Steininger H., Sternberg R., Szopa C., Thiemann W., Ulamec S. Organic compounds on comet 67P/Churyumov-Gerasimenko revealed by COSAC mass spectrometry. *Science*. 2015, 349 (6247): aab0689.
27. Palmer M.Y., Cordiner M.A., Nixon C.A., Charnley S.B., Teanby N.A., Kisiel Z., Irwin P.G.J., Mumma M.J. ALMA detection and astrobiological potential of vinyl cyanide on Titan. *Science Advances*. 2017, 3 (7): e1700022.
28. Yakovleva S.P., Makharova S.N. Influence of internal metal shell defects on fragmentation destruction of composite gas-fuel cylinders in the climatic conditions of Yakutia. *Trudy VIII Evrazijskogo simpoziuma po problemam prochnosti materialov i mashin dlya regionov kholodnogo klimata: T. 1*. EURASTRENCOLD-2018. V. 1. Yakutsk: Tsumori Press, 2018: 180–188. [In Russian].
29. Shavlov A.V., Pisarev A.D., Ryabtseva A.A. Corrosion of metal films in ice: the dynamics of the conductivity of films. *Zhurnal fizicheskoy khimii*. Russian Journ. of Physical Chemistry A. 2007, 81 (7): 1180–1185. [In Russian].
30. Nikolaev V.I., Pertsev N.A., Smirnov B.I. Electrization of ferroelectric NaNO_2 single crystals under plastic deformation. *Fizika tverdogo tela*. Solid state physics. 1988, 30 (10): 2996–3001. [In Russian].

Особенности контактного разрушения льда

© 2020 г. В.П. Епифанов

Институт проблем механики им. А.Ю. Ишлинского РАН, Москва, Россия
evp@ipmnet.ru**Contact fracture behavior of ice**

V.P. Epifanov

Ishlinsky Institute for Problems in Mechanics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
evp@ipmnet.ru

Received March 28, 2019 / Revised July 19, 2019 / Accepted December 13, 2019

Keywords: *acoustic-mechanical method, cumulative effect, intermediate layer, plasticity, structure.***Summary**

The formation of an intermediate layer under hydrostatic compression at a shear appearing due to the action of converging and diverging fronts of stress momentums (pulses) is considered. Continuous monitoring of deformational changes in the structure of ice was carried out using acoustic methods. The features of contact ice breaking in the diverging fronts of stress pulses are considered by the example of the slow impact of a rigid spherical indenter on an ice plate simulating half-space. Using the piezoelectric accelerometer, an oscillogram of the impact was recorded and a generalized dependence of the reduced stress on the reduced instantaneous velocity of the impact (semi-cubic parabola) was obtained. It is established that under conditions of the experiment (smooth convex indenter surface and icy half-space) a thin intermediate layer is formed, the properties of which determine the physical similarity in the family of curves «instantaneous force-instantaneous velocity». A rheological model with due regard for the change in the microstructure of ice during the impact is proposed. Quantitative determinations of the deformation changes in structure of solid ice samples were performed under intensive plastic deformation in a matrix with a profile similar to the Laval nozzle. The deformations created by the piston caused forced vibrations in the ice. The working surface of the piston in the form of an ellipsoid together with the smooth walls of the matrix and the reverse cone created conditions for parametric resonance and the formation of fronts of high-frequency stress pulses. Under influence of these pulses, zones with a superplastic fine-crystalline structure of ice (cumulative effect) were formed in ice. In the outlet cylindrical channel, a flow around an obstacle of the ice with the structure of an intermediate layer (dynamic viscosity 20 MPa s) and the distribution of velocities of motion over the channel cross section were studied. The obtained results can be used to simulate the processes of contact destruction of deep rocks by a support or an ice-resistant platform loaded with an ice field.

Citation: Epifanov V.P. Contact fracture behavior of ice. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2020. 60 (2): 274–284. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673420020040.

Поступила 28 марта 2019 г. / После доработки 19 июля 2019 г. / Принята к печати 13 декабря 2019 г.

Ключевые слова: *акустико-механический метод, кумулятивный эффект, пластичность, промежуточный слой, структура.*

Проанализированы закономерности эволюции структуры пресноводного льда в условиях гидростатического сжатия при сдвиге под действием сходящихся и расходящихся фронтов импульсов напряжений. Исследовано обтекание льдом препятствия, распределение скоростей в цилиндрическом канале, формирование промежуточного слоя вблизи поверхности шарового индентора при медленном ударе. Количественно определены деформационные изменения структуры льда непосредственно в процессе контактного разрушения.

Введение

Лёд как материал имеет ряд специфических свойств, обусловленных строением его кристаллической решётки и высокой гомологической температурой [1]. Это отличает его реологические и прочностные характеристики от других конструкционных материалов. Так, если толщина промежуточного слоя для конструкционных материалов не превышает 1000 Å, то при контактом взаимодействии льда, например с гладкой

поверхностью стального шара, толщина промежуточного слоя достигает нескольких миллиметров [2]. Эта особенность обусловлена механизмом передачи контактных напряжений в глубь льда и низким модулем упругости (в 20 раз меньше, чем у стали) льда. Изучение структуры льда в кернах из скважин глубокого бурения показали, что в придонном льде есть промежуточный слой, деформации которого, по аналогии с конструкционными материалами, могут почти полностью (85–98%) определять поверхностную ско-

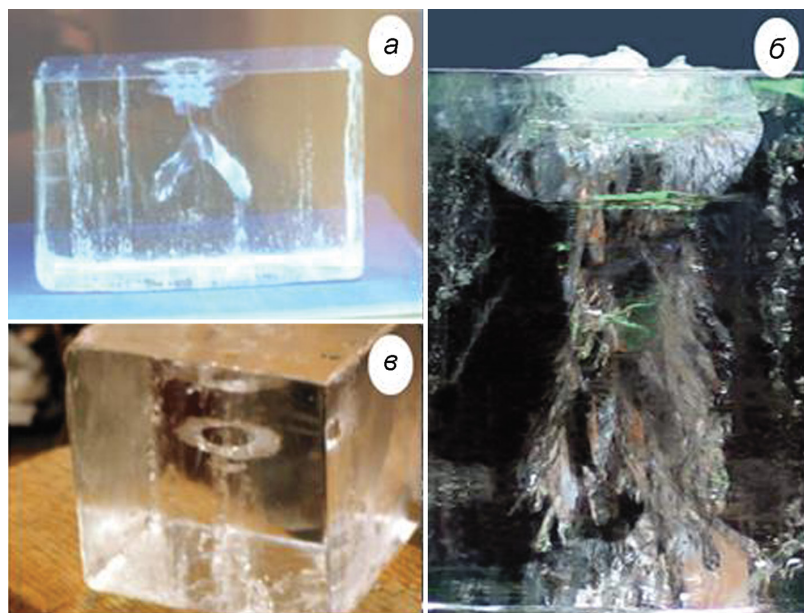


Рис. 1. Внутренние трещины при индентировании льда плоским круговым штампом:

а – формирование медианной (крылатой) трещины; *б* – семейство внутренних трещин, обрамляющих ледяной столб; *в* – внутренняя кольцевая трещина

Fig. 1. Internal cracks during ice indentation with a flat circular stamp:

a – formation of a median (winged) crack; *b* – a family of internal cracks framing, an ice pillar; *v* – internal annular crack

рость ледника [3]. Это даёт основания полагать, что лёд в промежуточном слое имеет существенно иные свойства и структуру, чем в вышележащих слоях [4]. Актуальность дальнейшего изучения свойств льда в промежуточном слое связана с решением прикладных задач (взаимодействие льда с ледостойкими сооружениями) и с прогнозом предельных режимов движения ледников.

Во льду реализуются три механизма деформаций: смещение дислокаций по плоскостям скольжения кристаллической решётки; зернограничное скольжение; механизм перекристаллизации. При этом физическими носителями необратимых деформаций служат дислокации. Исследована главным образом стадия упругого деформирования льда, менее изучены его нелинейные свойства, включая трещинообразование и сверхпластичность — свойство многократно деформироваться за короткие ($\tau \rightarrow 0$) интервалы времени без нарушений сплошности под действием относительно небольших сдвиговых напряжений в условиях гидростатического сжатия.

Механические и прочностные свойства пресноводного льда связывают с его строением [5]. Структуру льда обычно оценивают методом поляризационной микроскопии. Описание включает в себя размер и форму кристаллов, их ориентацию, форму межкристаллитной поверхности, реже — другие характеристики структуры и текстуры льда. Применение метода акустической эмиссии позволило качественно охарактеризовать кинетику

накопления повреждений при кратковременной ползучести льда [6]. Однако исследования реологических свойств льда долгое время оставались нацеленными на отыскание лучшего эмпирического соотношения [7] и физического смысла входящих в него коэффициентов [8, 9]. Впервые количественный контроль деформационных изменений микроструктуры зёрен льда был осуществлён с помощью метода нейтронной дифракции для тонких плёнок льда [10]. Возможность непрерывного количественного мониторинга деформационных изменений в объёмных образцах для разных уровней иерархической структуры льда с помощью акустико-механического метода рассмотрена в работах [11, 12]. Акустико-механический метод позволяет количественно исследовать деформационные изменения структуры льда непосредственно в процессе механических испытаний [13]. Применение этого метода в сочетании с методом интенсивной пластической деформации [14] даёт возможность получать и исследовать объёмные образцы льда с мелкокристаллической структурой, имеющей повышенную текучесть (как в промежуточном слое).

Однако ряд вопросов, связанных с передачей напряжений в глубь льда, например при индентировании, включая формирование столба сжатия с «обрамляющими» трещинами и образование «крылатых» трещин (рис. 1), остаются недостаточно исследованными. Ответы на эти фундаментальные вопросы, связанные с нелинейными свойствами льда, могут быть получены при поста-

новке новых экспериментов. Настоящая работа — продолжение исследований, предусматривающих комплексное изучение деформационных изменений структуры льда при контактном разрушении.

Постановка задачи исследований

Ключевые вопросы механики контактного деформирования и разрушения льда — это формирование промежуточного слоя, определение структуры, прочностных и реологических характеристик льда в этом слое, а также математическое и физическое моделирование процессов на фрикционном контакте. Основой для выполнения исследований, которые позволят ответить на подобные вопросы, послужили известные результаты, полученные в работе [15] при изучении процессов деформирования тел со сложной реологией, в модельных экспериментах по определению ледового сопротивления судна [16], а также по физике сверхпластичных материалов [14]. Анализ опубликованных данных по исследованиям движения ледников и контактному разрушению льда [17] даёт возможность сформулировать базовую концепцию дальнейших исследований в виде решения задачи о влиянии микроструктуры промежуточного слоя льда на режимы движения льда по подложке.

Цель настоящей работы — изучить влияние импульсов напряжений на формирование промежуточного слоя в пресноводном льде при ударе и сдвиге в условиях гидростатического сжатия. Принципиально новое в данной работе — количественное определение деформационных изменений структуры льда под действием сходящихся и расходящихся фронтов импульсов напряжений: 1) вблизи поверхности шарового индентора непосредственно в процессе медленного пластического удара; 2) усиление пластичности льда в матрице высокого давления с конфузоров (аналог сопла Лаваля), включая визуализацию обтекания льдом препятствий, распределение скоростей движения льда в круглом канале и кумулятивный эффект. Количественные исследования реологических характеристик вторичной структуры пресноводного льда, формирующейся при интенсивной пластической деформации (при ударе и сдвиге в условиях гидростатического сжатия), выполняют с помощью акустико-механического метода. Используется теоретическая модель,

устанавливающая связь между структурой льда и его макроскопическими характеристиками [18].

Предмет исследования, методики и аппаратура

Для исследований выбран пресноводный лёд со структурой А4 и А9 [19] (классификация Н.В. Черепанова). Прозрачные образцы льда получены замораживанием дистиллированной воды. Исходная структура льда определялась по шлифам с помощью микроскопа. Количественное исследование деформационных изменений микроструктуры льда непосредственно в процессе механических воздействий выполняли с помощью акустических методов: акустической эмиссии и импульсно-фазового. Полученные результаты о том, как микроструктура влияет на тот или иной акустический параметр, дают основания связать микроструктуру льда и акустические методы с макромеханикой льда. Акустические параметры отражают изменения структуры льда в интегральном виде, поэтому их связь с микроструктурой можно представить в виде простых уравнений без потери достоверности. Описание методик измерений и аппаратуры даны в работах [18, 20–22].

Результаты исследований

Действие расходящихся фронтов импульсов напряжений на формирование промежуточного слоя исследовали при медленном ($< 2,5$ м/с) ударе шарового индентора по ледяной плите (рис. 2). В этой серии экспериментов гладкий шар, находящийся в свободном падении, ударяет о массивную ледяную плиту. Удар — нормальный, стальной шар твёрдостью HRC 60–62, ледяная плита большой массы покоится на жёстком массивном основании. Энергия удара — от 0,21 до 4,38 Дж. Масса шара — 1,76 кг. Условия проведения эксперимента (способ крепления плиты к фундаменту и её толщина) позволяют рассматривать ледяную плиту как полупространство. Шар жёстко скреплён с пьезоэлектрическим акселерометром, сигнал с которого подаётся на вход измерительной акустической линии [22].

Давления p , создаваемые расходящимися от поверхности шара импульсами напряжений, пропорциональны средней энергии W единицы объёма

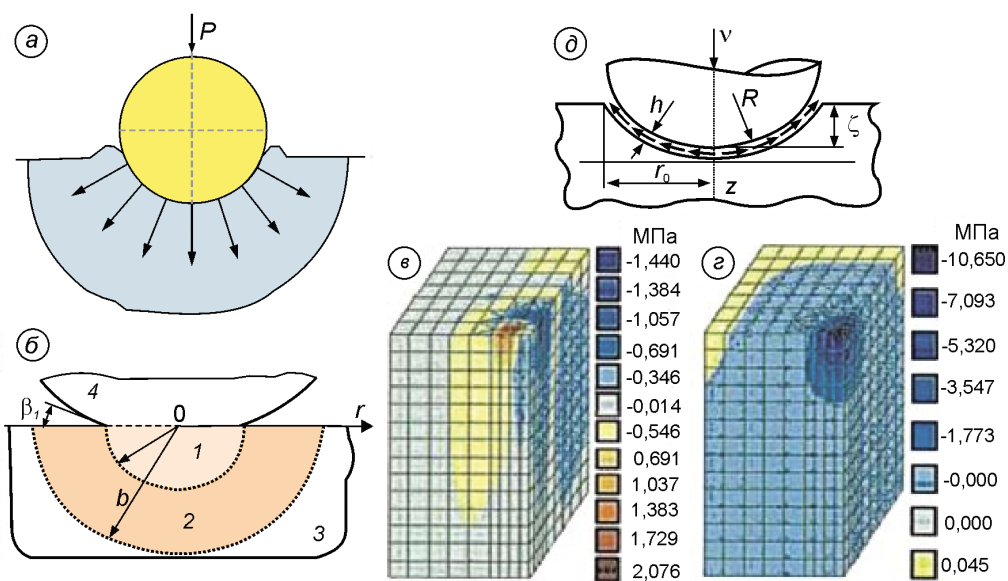


Рис. 2. Эффекты расходящегося фронта ударной волны в ледяной пластине:

a – расходящийся фронт ударной волны, P – сила; *б* – модель упругопластического удара: 1 – гидростатическое ядро, 2 – пластическая зона, 3 – пластина, 4 – индентор; *в* – изополя касательных напряжений; *г* – изополя нормальных напряжений; *д* – схема пластического удара. R – радиус индентора; ζ – глубина осадки; h – толщина промежуточного слоя; r_0 – радиус лунки; z – ось удара; v – скорость индентора

Fig. 2. Effects of a diverging shock wave front in an ice plate (half space):

a – diverging front of a shock wave, P – force; *б* – model of elastoplastic impact: 1 – hydrostatic core; 2 – plastic zone; 3 – plate; 4 – indenter; *в* – isopole shear stresses; *г* – isopole of normal stress; *д* – plastic impact scheme. R – the indenter radius; ζ – the precipitation depth; h – the thickness of the intermediate layer; r_0 – the well radius; z – the axis of impact; v – the indenter velocity

и снижаются пропорционально кубу расстояния ($p \sim W/R^3$), поэтому при соударении шарового индентора с ледяной плитой (см. рис. 2, *a*) пластическая деформация локализована в тонком слое между поверхностью шарового индентора и упругодеформированной остальной массой льда. Энергия удара расходуется на образование промежуточного слоя (матовое пятно) вблизи контакта шарового индентора со льдом, его измельчение и выдавливание измельчённой ледяной массы (брекчии трения) (см. рис. 2, *д*) [17]. В рамках существующих моделей [23] традиционно выделяют области гидростатического ядра 1 и пластической зоны 2 (см. рис. 2, *б*), при этом влияние импульсов напряжений на формирование изополей касательных и нормальных напряжений (см. рис. 2, *в*, *г*) отдельно не рассматривается. Отметим, что модели не содержат никаких предположений о свойствах льда и выражают общие законы сохранения энергии.

В следующих экспериментах рассматривается процесс формирования промежуточного слоя в условиях ударного взаимодействия шарового индентора с ледяной пластиной. Начальная скорость соударения задаётся высотой поднятия шара над

поверхностью ледяной пластины. Результаты измерений представлены на рис. 3, *a*. Осциллограммы удара (см. рис. 3, *a*) характеризуют реакцию сопротивления льда внедрению шарового индентора в систему координат напряжение–время. Максимальная продолжительность удара – около 2,4 мс. После соответствующей обработки получены количественные зависимости (см. рис. 3, *б*) мгновенной силы, кН, от глубины осадки, мм, для различных начальных скоростей соударения (для разных энергий). Кривая 8 (см. рис. 3, *б*) и кривая 1 (см. рис. 3, *г*) рассчитаны по Герцу и имеют форму параболы, но в выбранной системе координат и условиях эксперимента кривая 8 соответствует только начальному её участку. Смещение кривых 1–7 относительно теоретической кривой 8 (см. рис. 3, *б*) указывает на пластические деформации, которые модель Герца не учитывает. Семейство экспериментальных кривых в виде зависимости среднего давления от мгновенной скорости для тех же скоростей удара (см. рис. 3, *в*) имеет S-образную форму с характерной «ступенькой», обусловленной формированием промежуточного слоя. Этот экспериментальный факт позволил построить обобщённую зависимость на-

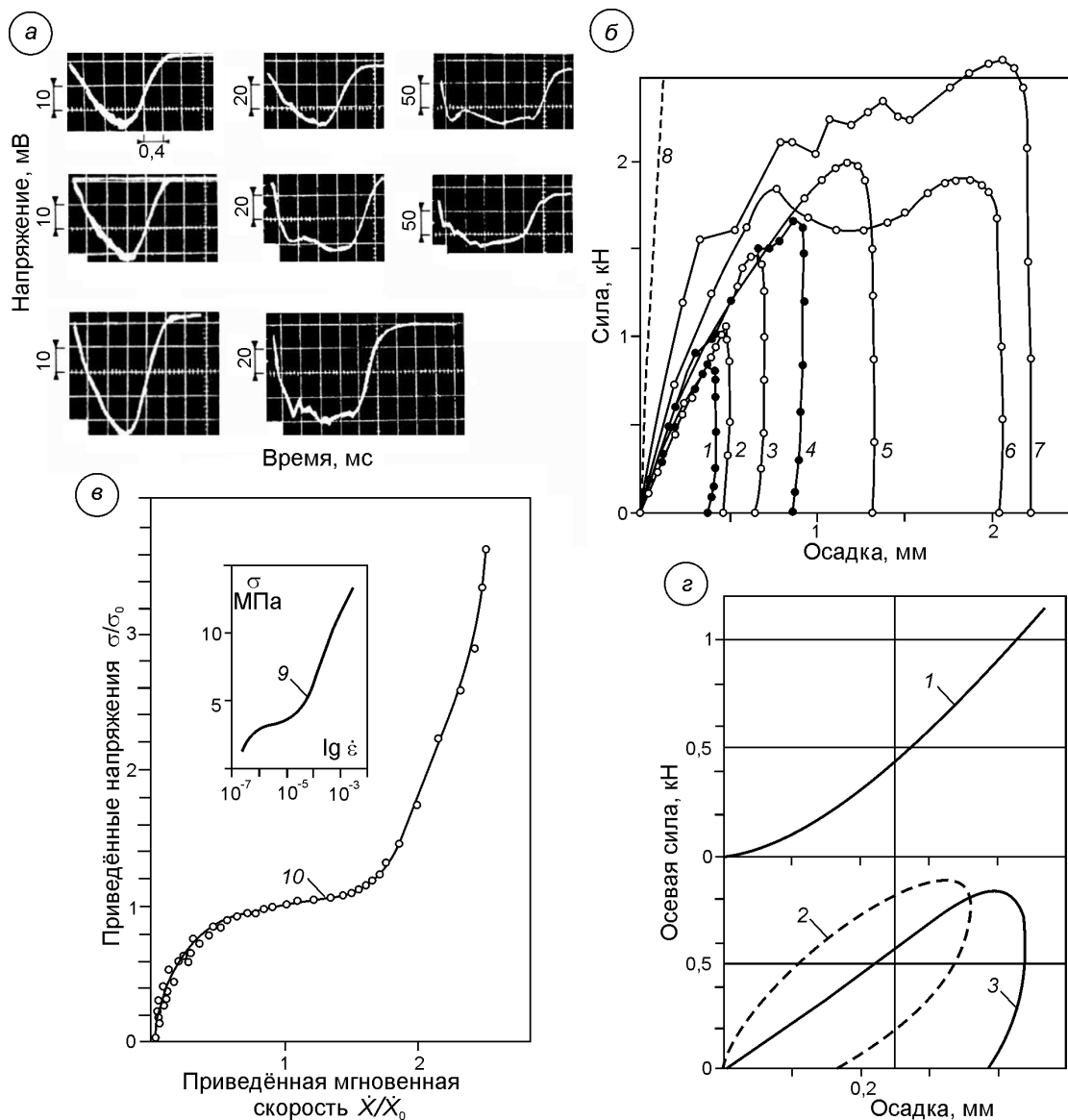


Рис. 3. Результаты измерений:

a – осциллограммы ударного взаимодействия шарового индентора с ледяной пластиной в зависимости от энергии удара; *б* – зависимости мгновенной силы (линии 1–7) от глубины осадки при начальных скоростях соударения 0,48 (1), 0,59 (2), 0,83 (3), 0,99 (4), 1,4 (5), 1,87 (6) и 2,23 (7) м/с; (8) – теоретическая кривая, рассчитанная по Герцу; *в* – зависимость максимальных напряжений от скорости деформаций при одноосном сжатии (9); обобщённая зависимость напряжения от скорости удара (10); *г* – зависимости мгновенного усилия от осадки (пояснения см. в тексте)

Fig. 3. Measurement results:

a – oscillograms of shock interaction of a spherical indenter with an ice plate, depending on the impact energy; *б* – dependences of the instantaneous force (lines 1–7) on the depth of precipitation at initial impact velocities of 0.48 (1), 0.59 (2), 0.83 (3), 0.99 (4), 1.4 (5), 1.87 (6) and 2.23 (7) m/s; (8) – theoretical curve calculated by Hertz; *в* – dependence of maximum stresses on the strain rate under uniaxial compression (9); generalized dependence of stress on the impact speed (10); *г* – dependences of instantaneous effort on precipitation (explained see in the text)

пряжения от скорости удара (кривая 3 на рис. 3, г). За точку «приведения» выбрана точка перегиба кривых (середина площадки «текучести»).

Упругопластический удар исследован недостаточно как в теоретическом, так и в эксперимен-

тальном аспектах [24]. Решение задачи Герца о вдавливании жёсткого индентора в упругое полупространство до сих пор остаётся эталоном для оценки напряжений при ударе [25–27]. На рис. 3, г приведены зависимости мгновенного

усилия от осадки. Кривая 1 рассчитана по Герцу, кривая 2 — по Тимошенко, кривая 3 построена по данным эксперимента. Из рис. 3 следует, что при ударе в зоне контакта формируется промежуточный слой льда, структура которого отличается повышенной текучестью. Формирование этого слоя и его свойства определяют физическое подобие в семействе кривых *мгновенная сила — мгновенная скорость*. Несмотря на существенные отличия экспериментальной кривой 3 от теоретической кривой 1, на начальном участке кривая 1 показывает лучшее соответствие эксперименту, чем кривая 2 (отрицательный радиус кривизны). Сопоставление кривых 2 и 3 показывает необходимость учёта сложных процессов деформационных изменений структуры льда при ударе. Экспериментальная кривая 3 показывает, что при описании деформационной кривой для каждого однотипного участка должны подбираться свои параметры, отражающие механизмы деформирования и разрушения исходной структуры льда.

Достоверность выполненных измерений подтверждается совпадением диаметра лунки и максимальной осадки с их расчётными значениями при разных скоростях удара, а также совпадением времени регистрации сигналов акустической эмиссии с появлением пульсаций на осциллограммах и визуальными наблюдениями трещин. Косвенное подтверждение получено и по другим фактам, например, увеличение угла наклона начальных участков деформационных кривых с ростом начальной скорости соударения индентора с ледяной пластиной. Отметим, что точка перегиба на деформационных кривых позволяет условно разделить удар на активную и пассивную фазы, что по физическому смыслу соответствует формированию динамически устойчивой толщины переходного слоя. В области контакта с шаром лёд находится в условиях неравномерного всестороннего сжатия (вблизи полюса шара — при равномерном всестороннем сжатии). Именно в таких условиях высокого гидростатического сжатия при малых сдвиговых напряжениях формируется структура промежуточного слоя. Лёд в этих условиях характеризуется повышенной текучестью. Аналогично за точку подобия в семействе кривых *напряжение — мгновенная скорость* выбрана точка перегиба (или центр наклонного участка) с координатами σ_0 и $\dot{x}_0$.

На обобщённой зависимости (см. рис. 3, в) выделены участки, в пределах которых наблю-

дается однотипный процесс. Так, на пассивном участке удара ($\dot{X}/\dot{X}_0 < 1$) для аппроксимации применяли уравнение

$$\frac{\sigma}{\sigma_*} = \exp \left[-\frac{1}{m_e} f \left(\frac{\dot{X}}{\dot{X}_0} \right) \right], \text{ где}$$

$$f \left(\frac{\dot{X}}{\dot{X}_0} \right) = \frac{\dot{X}}{\dot{X}_0} - \ln \frac{\dot{X}}{\dot{X}_0} - 1, m_e = 1,25.$$

На активном этапе соударения ($\dot{X}/\dot{X}_0 > 1$) для аппроксимации применяли уравнение

$$\frac{\sigma}{\sigma_*} = \left(\frac{\dot{X}}{\dot{X}_0} - 1 \right)^{n_e \left(\dot{X}/\dot{X}_0 \right)} + 1,$$

$$n_e = \begin{cases} 2, & \text{при } \dot{X}/\dot{X}_0 \in [1, 2] \\ 0,85, & \text{при } \dot{X}/\dot{X}_0 > 2. \end{cases}$$

Полученные уравнения — следствие общих законов механики и электродинамики (использован прямой пьезоэлектрический эффект) и могут быть представлены в форме записи, характерной для модели Глена, но с коэффициентами, изначально имеющими определённый физический смысл. Поскольку площадь фигуры, ограниченная кривой $P(X)$ и осью абсцисс (см. рис. 3, б), численно равна работе, затраченной на деформирование и разрушение льда, определение затрат энергии сводится к выделению на кривой участков, в пределах которых реализуется упругий или пластический механизм деформирования и расчёта энергозатрат на эти процессы. Из рис. 3, б следует, что удельная энергия разрушения льда, определённая как отношение затраченной энергии удара к массе льда в объёме образовавшейся при ударе лунки, равна $6,7 \pm 0,6$ кДж/кг и «попадает» в интервал 3–12 кДж, указанный в работах [24, 28, 29]. Например, для энергии удара в интервале 0,5–4,4 Дж при температуре -9°C затраты на упругое деформирование уменьшаются с 45 до 19%, а на пластическое деформирование — возрастают от 55 до 81%. Отметим, что для условий эксперимента затраты на пластическое деформирование достигают своего максимума (80–84%) уже при энергии удара

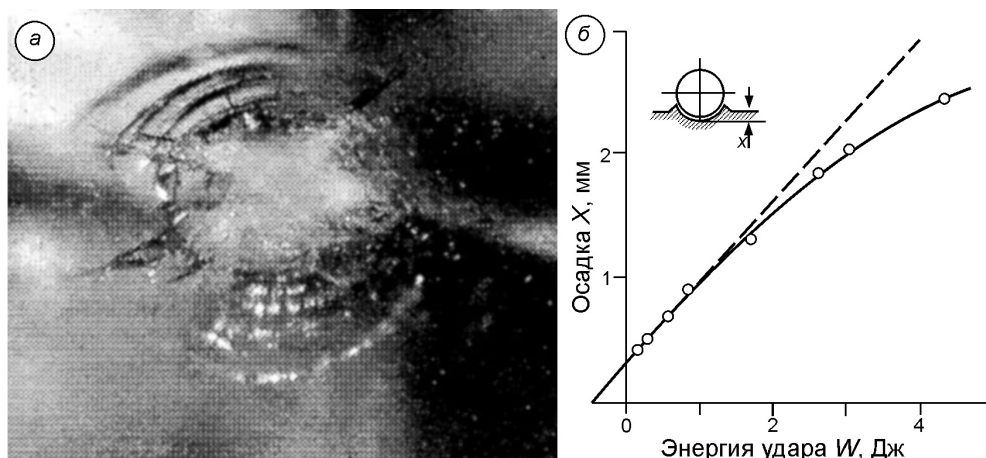


Рис. 4. Качественные и количественные изменения структуры льда при пластическом ударе в расходящемся фронте ударного импульса:

a – внутренняя коническая трещина и матовое пятно (промежуточный слой); *b* – зависимость осадки шарового индентора от энергии удара

Fig. 4. Qualitative and quantitative changes in the structure of ice during plastic impact in a diverging front of a shock pulse: *a* – an internal conical crack and a dull spot (intermediate layer); *b* – the dependence of the deposition of the spherical indenter on the impact energy

1,7 Дж, причём потери энергии на тепловыделение составляют 0,1% от удельной энергии разрушения.

Образование трещин в расходящихся фронтах ударного импульса исследовали в пластинах трансверсально-изотропного прозрачного льда со структурой А4 при температуре -15°C . На рис. 4 показан фотоснимок (вид сверху) контакта шарового индентора (диаметр 7,6 см) с ледяной пластиной для энергии взаимодействия 0,52 Дж и ориентации оси удара ортогонально базисным плоскостям трансверсально-изотропного льда. Внутренняя трещина имеет вид усечённого конуса высотой 6,2 мм с углом при вершине 25° , а ядро смятия («поверхностная трещина») – форму цилиндра диаметром 8 мм и высотой 2,8 мм. Момент локального нарушения сплошности льда на зависимости осадки от энергии удара (см. рис. 2 и 4) проявляется как точка отклонения от прямолинейной зависимости. В условиях эксперимента это отклонение наблюдается при напряжениях около 2 МПа, что превышает пороговое напряжение образования трещин при квазистатическом сжатии.

На основании полученных в настоящем исследовании результатов разработано измерительное устройство «пенетrometer» [2], с помощью которого измеряется твёрдость (значение среднего контактного напряжения при медленном ударе шарового индентора). Внутри индентора (радиус 40 мм) размещён пьезоакселерометр, сигнал с

которого поступает на процессор измерительного блока, вмонтированного в корпус пенетromетра. Точность измерения среднего контактного давления – 5%, воспроизводимость результатов измерений на однородном материале – 1%. Измеряемые величины отображаются на индикаторе, вмонтированном в корпус пенетromетра.

Эволюция структуры льда. Использован метод интенсивной пластической деформации [14]. В разборной матрице с профилем, аналогичным соплу Лавалю, создавались условия гидростатического сжатия со сдвигом [13]. Разборная матрица состояла из трёх секций: загрузочной секции длиной L_1 и диаметром $D = 57$ мм; конфузора и патрубка с диаметром канала $d = 10$ мм. Такая конструкция позволяет исследовать влияние сходящихся фронтов волн конечной амплитуды на структуру льда и получать объёмные образцы льда со структурой промежуточного слоя. На рис. 5 показана эволюция структуры пресноводного льда на различных стадиях нагружения. Средний диаметр ледяных кристаллов уменьшается с 10 до 0,3 мм.

Непрерывный контроль деформационных изменений структуры льда выполнялся методом акустической эмиссии. Для установления связи между упругими и инерционными свойствами льда использованы модель гармонического осциллятора и цепочечная модель [21]. Совместное решение уравнений позволило рассчитать по определённым

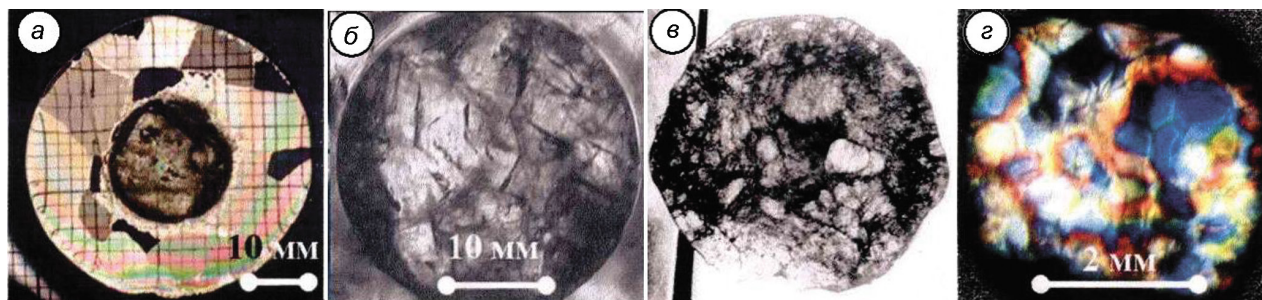


Рис. 5. Эволюция структуры льда при интенсивной пластической деформации:

a – исходная структура льда; *б* – вторая стадия; *в* – третья стадия; *г* – стадия интенсивной пластической деформации

Fig. 5. Evolution of the ice structure during severe plastic deformation:

a – is the initial structure of ice; *б* – is the second stage; *в* – is the third stage; *г* – is the stage of intense plastic deformation

в эксперименте резонансным частотам и известной жёсткости связей кристаллической решётки льда эффективный размер источников упругого излучения. Получена зависимость радиуса осцилляторов от частоты излучения акустической эмиссии в процессе изменения структуры льда, которая подтверждена фактически наблюдаемым уменьшением диаметра ледяных кристаллов [18].

Влияние сходящихся волн конечной амплитуды на пластичность льда. Детальные исследования микрошлифов льда в поляризованном свете показали, что структура льда формируется не только в результате гидростатического сжатия и сдвига, но и под действием высокоскоростной пластической деформации. На рис. 6 показана текстура льда, образованная импульсом сжатия со сходящимися фронтами (как у кумулятивного заряда). Высокоскоростная пластическая деформация происходит при схлопывании фронтов импульсов сжатия, создающих локальный градиент давления (кумулятивный эффект). В результате формируется ледяная струя 1 и конус сжатия 2. Кроме того, в матрице происходит наложение прямой и обратной волны. В результате формируется обратный конус 3 в виде седла. Прямое наблюдение показывает, что лёд в струе 1 и конусе 2 находится в аморфном (стеклообразном состоянии), тогда как лёд в седле 3 имеет структуру композита: округлые зёрна (мелкая кристаллическая структура) разделены аморфной (стеклоподобной) средой.

Отметим, что сходящиеся фронты волн конечной амплитуды при схлопывании вызывают более глубокое изменение структуры льда, чем те изменения, которые удаётся достичь при квазистатическом сжатии. Поскольку именно волновой характер высокочастотных импульсов напряже-

ний позволяет «передавать» внешние воздействия через промежуточный слой в глубь льда (см. рис. 1), их воздействие на структуру льда должно в той или иной мере влиять на результаты механических испытаний образцов. Рассмотрим, например, воздействие импульсов напряжений на текстуру ледяной струи в цилиндрическом канале.

Визуализация текстуры ледяного потока. Особенности контактного разрушения льда при его течении в цилиндрическом канале проявляются в распределении скоростей деформаций по сечению струи и в прерывистости скольжения (рис. 7). Условно в струе льда можно выделить три слоя. В центре струи лёд движется подобно твёрдому телу с максимальной скоростью. На периферийной части струи тонкий слой льда прилипает к стенкам канала. В промежуточном слое происходит вязкопластическое течение. Толщина проме-

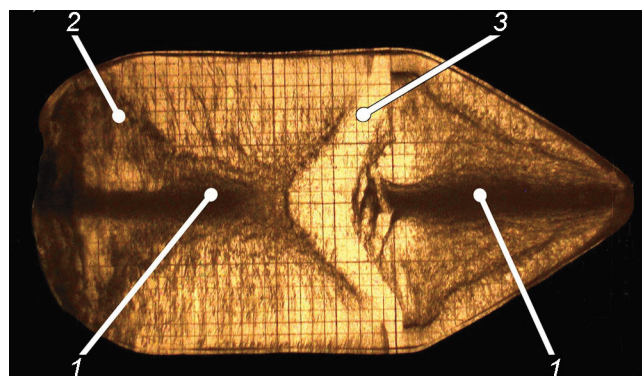


Рис. 6. Текстура льда в матрице в результате высокоскоростной пластической деформации:

1 – струя; *2* – конус; *3* – ядро сжатия; масштаб сетки – 2 мм

Fig. 6. The texture of ice in the matrix as a result of high-speed plastic deformations:

1 – stream; *2* – cone; *3* – compression core; grid scale – 2 mm

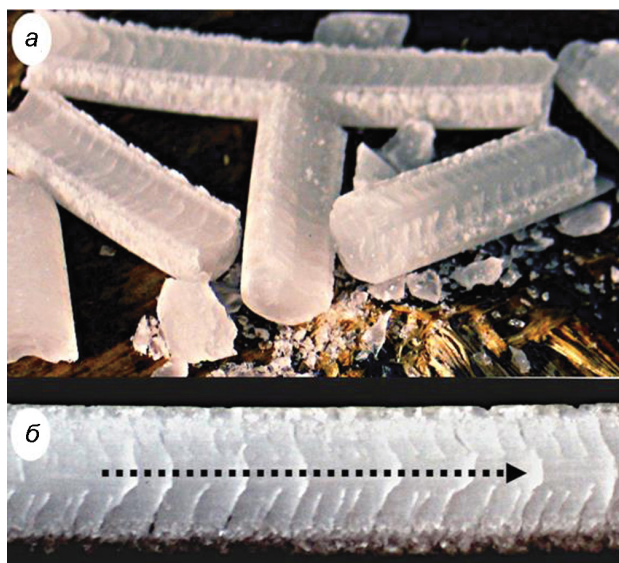


Рис. 7. Текстура льда после обтекания препятствия в цилиндрическом канале:

a — куски ледяной струи; *б* — текстура струи; стрелкой обозначено направление движения льда

Fig. 7. The texture of ice after the flow around an obstacle in a cylindrical channel:

a — pieces of ice jet; *b* — jet texture, the arrow indicates the direction of ice movement

жуточного слоя, даже в случае гладкой подложки, на порядки превосходит значения, характерные для конструкционных материалов. Динамическая вязкость мелкокристаллической структуры такого льда составляет 20 МПа·при температуре -17°C . Скачкообразный режим движения льда в канале обусловлен прерывистым изменением свойств локального контакта льда с подложкой. Нарушенный в процессе динамического сдвига контакт упрочняется на стадии прилипания (квазипокой). Дальнейшее накопление энергии упругой деформации сопровождается увеличением скорости скольжения, которое снова завершается быстрым разрывом контакта. На снижение жёсткости контакта влияют импульсы напряжений, генерируемые разрывами. Прерывистость течения (stick-slip) тонкого приграничного слоя отслеживалась по сигналам акустической эмиссии. Частота пульсаций равна 0,005 1/с.

Локализация разрывов в периферической части струи может служить основанием для качественного воспроизведения природных явлений, например, движения ледника по ложу или его взаимодействий с бортами, а также для исследования режимов движения ледников. При изменении ус-

ловий скольжения (температуры и скорости деформации) были качественно воспроизведены два предельных режима движения льда на фрикционном контакте: блоковое скольжение и течение. По спектрограммам контактного разрушения льда определены два характерных времени инкубационного периода для адгезионного (0,08 с) и когезионного (1–1,5 с) разрушения льда. Этот результат не противоречит модельным представлениям о соответствии большего времени релаксации напряжений большему масштабу разрушения. Кроме того, отмечено повторяющееся «смещение» частоты заполнения сигналов акустической эмиссии (от 2,6 до 1,2 кГц), согласующееся с увеличением размера дефекта, а следовательно, с уменьшением его резонансной частоты. Полученные результаты позволяют объяснить, например, превышение поверхностной скорости активных ледников над значениями, рассчитанными без учёта реологических характеристик льда в придонных слоях ледников.

Заключение

Для исследования неупругого удара разработаны акустомеханический метод и измерительная аппаратура, позволяющие определять мгновенные характеристики удара: мгновенное ускорение, мгновенную скорость и мгновенную осадку жёсткого шарового индентора, а также амплитудно-частотные характеристики сигналов акустической эмиссии, возникающей при образовании микротрещин во льду. Установлено, что при ударе в зоне контакта образуется промежуточный слой, структура которого имеет повышенную текучесть. Формирование этого слоя и его свойства определяют физическое подобие в семействе кривых в координатах *мгновенная сила — мгновенная скорость*. Построена обобщённая зависимость приведённого напряжения от приведённой мгновенной скорости, которая сопоставлена с моделями Герца и Тимошенко. Определена удельная энергия разрушения льда и части этой энергии, которые затрачиваются на пластическое и упругое деформирование, а также на тепловыделение. Предложено определяющее реологическое уравнение, которое учитывает деформационные изменения структуры льда при пластическом ударе. Экспериментальная зависимость мгновенных напряжений от мгновенной скорости при различ-

ных энергиях медленного удара шара о ледяную плиту представлена в виде полукубической параболы. Принципиально новое в работе — количественное определение деформационных изменений структуры льда непосредственно в процессе кратковременного пластического удара.

Для получения объёмных образцов со структурой промежуточного слоя применена матрица высокого сжатия с конфузуром (аналог сопла Лаваля) и поршнем с эллипсоидной формой рабочей поверхности. Определены реологические свойства льда, полученного методом интенсивной пластической деформации. Исследовано усиление пластичности пресноводного льда при наложении упругих волн конечной амплитуды, включая кумулятивный эффект, а также обтекание пластически деформированным льдом препятствия и распределение скоростей при течении в цилиндрическом канале. Спектры сигналов акустической эмис-

сии, генерируемые при контактном разрушении соединения льда с подложкой при пластическом сдвиге, сопоставлены со спектрами сигналов от удалённых источников на ледниках Альдегонда и Туюксу. Полученные результаты могут быть использованы при изучении факторов, влияющих на формирование и структуру промежуточных слоёв, кинетику контактного разрушения ледяных полей и процессов в придонных слоях ледников.

Благодарности. Работа была поддержана грантом 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

1. Богородский В.В., Гаврило В.П. Лед. Физические свойства. Современные методы гляциологии. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 384 с.
2. Епифанов В.П. Тектоническая структура и распределение скоростей в придонных слоях ледников // Вестн. Кольского научного центра РАН. 2018. № 3 (10). С. 141–146.
3. Pettit E.C., Whorton E.N., Waddington E.D., Sletten R.S. Influence of debris-rich basal ice on flow of a polar glacier // Journ. of Glaciology. 2014. V. 60. № 223. P. 909–1006. doi: 10.3189/2014JoG13J161.
4. Iverson N.R. A theory of glacial quarrying for landscape evolution models // Geology. 2012. V. 40. № 8. P. 679–682.
5. Makkonen L., Tikanmaki M. Modelling the friction of ice // Cold Regions Science and Technology. 2014. P. 84–93. doi: 10.1016/j.coldregions.2014.03.002.
6. Зарецкий Ю.К., Чумичев Б.Д. Кратковременная ползучесть льда. Новосибирск: Наука, 1982. 120 с.
7. Durham W.B., Prieto-Ballestros O., Goldsby D.L., Kargel J.S. Rheological and thermal properties of ice materials // Space Science Reviews. 2010. V. 153. № 1. P. 273–298. doi: 10.1007/s11214-009-9619-1.
8. Gillet-Chaulet F., Gagliardini O., Meyssonnier J., Zwinger T., Ruokolainen J. Flow-induced anisotropy in polar ice and related ice-sheet flow modeling // Journ. Non-Newtonian Fluid Mechanics. 2006. V. 134. P. 33–43.
9. Gödert G., Hutter K. Material update procedure for planar transient flow of ice with evolving anisotropy // Annals of Glaciology. 2000. V. 30. P. 107–114.
10. Piazzolo S., Wilson C.J.L., Luzin V., Brouzet C., Petermann M. Dynamics of ice mass deformation: Linking processes to rheology, texture, and microstructure // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2013. V. 14. № 10. P. 4185–41194.

References

1. Bogorodskiy V.V., Gavrilov V.P. Led. Fizicheskiye svoystva. Sovremennyye metody glyatsiologii. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1980: 384 p. [In Russian].
2. Epifanov V. P. Tectonic structure and velocity distribution in the bottom layers of glaciers. *Vestnik Kol'skogo nauchnogo tsentra RAN. Herald of the Kola Science Centre of the RAS.* 2018, 3 (10): 141–147. doi: 10.25702/KSC.2307-5228.2018.10.3.141-146. [In Russian].
3. Pettit E.C., Whorton E.N., Waddington E.D., Sletten R.S. Influence of debris-rich basal ice on flow of a polar glacier. *Journ. of Glaciology.* 2014, 60 (223): 909–1006. doi: 10.3189/2014JoG13J161.
4. Iverson N.R. A theory of glacial quarrying for landscape evolution models. *Geology.* 2012, 40 (8): 679–682.
5. Makkonen L., Tikanmaki M. Modelling the friction of ice. *Cold Regions Science and Technology.* 2014: 84–93. doi: 10.1016/j.coldregions.2014.03.002.
6. Zaretsky Yu.K., Chumichev B.D. *Kratkovremennaya polzuchest' l'da.* Short-term creep of ice. Novosibirsk: Nauka, 1982: 120 p. [In Russian].
7. Durham W.B., Prieto-Ballestros O., Goldsby D.L., Kargel J.S. Rheological and thermal properties of ice materials. *Space Science Reviews.* 2010, 153 (1): 273–298. doi: 10.1007/s11214-009-9619-1.
8. Gillet-Chaulet F., Gagliardini O., Meyssonnier J., Zwinger T., Ruokolainen J. Flow-induced anisotropy in polar ice and related ice-sheet flow modeling. *Journ. Non-Newtonian Fluid Mechanics.* 2006, 134: 33–43.
9. Gödert G., Hutter K. Material update procedure for planar transient flow of ice with evolving anisotropy // *Annals of Glaciology.* 2000, 30: 107–114.
10. Piazzolo S., Wilson C.J.L., Luzin V., Brouzet C., Petermann M. Dynamics of ice mass deformation: Linking processes to rheology, texture, and microstructure. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* 2013, 14 (10): 4185–41194.
11. Epifanov V.P. Destruction of polycrystalline ice. *Doklady Akademii Nauk.* Proc. of the Academy of Sciences. 1982, 267 (6): 1364–1367. [In Russian].

11. Епифанов В.П. Разрушение поликристаллического льда // ДАН. 1982. Т. 267. № 6. С. 1364–1367.
12. Епифанов В.П., Глазовский А.Ф. Акустические характеристики как индикатор особенностей движения льда в ледниках // Криосфера Земли. 2010. Т. 14. № 4. С. 42–55.
13. Епифанов В.П. Физическое моделирование режимов движения ледников // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 3. С. 333–344.
14. Валиев Р.З., Еникеев Н.А., Мурашкин М.Ю., Утяшев Ф.З. Использование интенсивных пластических деформаций для получения объёмных наноструктурных металлических материалов // Изв. РАН. Механика твёрдого тела. 2012. № 4. С. 109–122.
15. Георгиевский Д.В., Шабайкин Р.Р. Квазистатическое и динамическое сдавливание плоского круглого идеально-пластического слоя жёсткими плитами // Математическое моделирование и экспериментальная механика деформируемого твёрдого тела. Тверь: Тверской гос. техн. ун-т, 2017. С. 56–63.
16. Сазонов К.Е. Определение методов коррекции результатов модельных экспериментов по определению ледового сопротивления судна // Тр. ЦНИИ им. акад. А.Н. Крылова. 2016. Вып. 92 (376). С. 93–108.
17. Гольдштейн Р.В., Епифанов В.П., Осипенко Н.М. Масштабный эффект при разрушении речного льда в условиях индентирования // Актуальные проблемы механики: Механика деформируемого твёрдого тела / Отв. ред. Р.В. Гольдштейн. М.: Наука, 2009. С. 35–55.
18. Епифанов В.П. Влияние промежуточного слоя на прочность соединения льда с подложкой // ДАН. 2017. Т. 472. № 1. С. 27–32.
19. Черепанов Н.В. Классификация льдов природных водоёмов // Науч. тр. Института Арктики и Антарктики. 1976. Т. 331. С. 77–99.
20. Епифанов В.П. Влияние импульсов напряжений на структуру льда в промежуточном слое // ДАН. 2018. Т. 479. № 6. С. 629–633.
21. Епифанов В.П. Моделирование процессов рекристаллизации в придонных слоях ледников // Криосфера Земли. 2015. Т. 19. № 3. С. 20–31.
22. Епифанов В.П. Разрушение льда при ударных взаимодействиях // ДАН. 1985. Т. 284. № 3. С. 599–603.
23. Колесников Ю.В., Морозов Е.М. Механика контактного разрушения. М.: Наука, 1989. 224 с.
24. Хейсин Д.Е., Лихоманов В.А. Экспериментальное определение удельной энергии механического дробления льда при ударе // Проблемы Арктики и Антарктики. 1973. № 41. С. 55–61.
25. Herz H. Über die Berührung fester elastischen Körper // Journ. für die reine und angewandte Mathematik. 1882. В. 92. S. 156–171.
26. Кильчевский Н.А. Динамическое контактное сжатие твёрдых тел. Удар. Киев: Наукова думка, 1976. 320 с.
27. Тимошенко С.Л., Гудьер Дж. Теория упругости. М.: Наука, 1975. 576 с.
28. Богородский В.В., Гаврило В.П., Недошивин С.А. Разрушение льда. Методы, технические средства. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 232 с.
29. Савельев Б.А. Гляциология. М.: Изд-во МГУ, 1991. 288 с.
30. Epifanov V.P., Glazovsky A.F. Acoustic characteristics as an indicator of the features of ice movement in glaciers. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2010, 14 (4): 42–55. [In Russian].
31. Epifanov V.P. Physical modeling of the motion regimes of glaciers. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2016, 56 (3): 333–344. [In Russian].
32. Valiev R.Z., Enikeev N.A., Murashkin M.Yu., Utyashev F.Z. Use of intense plastic deformations to obtain bulk nanostructured metallic materials. *Izvestiya Akademii Nauk. Mekhanika tverdogo tela*. Proc. of the Academy of Sciences. Mechanics of solid body. 2012. 4: 109–122. [In Russian].
33. Georgievsky D.V., Shabaykin R.R. Quasistatic and dynamic compression of a flat round ideally plastic layer by rigid plates. *Matematicheskoe modelirovanie i eksperimentalnaya mehanika deformiruemogo tverdogo tela*. Mathematical modeling and experimental mechanics of a deformable solid body. Tver: Tver State Technical University, 2017: 56–63. [In Russian].
34. Sazonov K.E. Determination of methods for correcting the results of model experiments to determine the ship's ice resistance. *Trudy TSNII imeni akad. A.N. Krylova*. Proc. of the Krylov Central Research Institute. 2016, 92 (376): 93–108. [In Russian].
35. Goldstein R.V., Epifanov V.P., Osipenko N.M. Large-scale effect in the destruction of river ice under indentation conditions. *Aktual'nyye problemy mekhaniki: Mekhanika deformiruemogo tverdogo tela*. Actual problems of mechanics: the mechanics of a deformable solid. Ed. R.V. Goldstein. Moscow: Nauka, 2009: 35–55. [In Russian].
36. Epifanov V.P. Effect of an intermediate layer on the strength of an ice – substrate interface. *Doklady Akademii nauk*. Proc. of the Academy of Sciences. 2017, 62 (1): 14–19.
37. Cherepanov N.V. Classification of ices of natural reservoirs. *Nauchnyye trudy Instituta Arktiki i Antarktiki*. Scientific works of the Institute of the Arctic and Antarctic. 1976, 331: 77–99. [In Russian].
38. Epifanov V.P. The effect of stress pulses on the structure of ice in an intermediate layer. *Doklady Akademii nauk*. Proc. of the Academy of Sciences. 2018, 63 (4): 151–155.
39. Epifanov V.P. Simulation of recrystallization processes in the bottom layers of glaciers. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2015, 19 (3): 20–31. [In Russian].
40. Epifanov V.P. Ice destruction during shock interactions. *Doklady Akademii Nauk*. Proc. of the Academy of Sciences. 1985, 284 (3): 599–603. [In Russian].
41. Kolesnikov Yu.V., Morozov E.M. *Mekhanika kontaktnogo razrusheniya*. Contact damage mechanics. Moscow: Science, 1989: 224 p. [In Russian].
42. Heisin D.E., Likhomanov V.A. Experimental determination of the specific energy of the mechanical crushing of ice upon impact. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of the Arctic and Antarctic. 1973, 41: 55–61. [In Russian].
43. Herz H. Über die Berührung fester elastischer Körper. *Journ. für die reine und angewandte Mathematik*. 1881, 92: 156–171.
44. Kilchevsky N.A. *Dinamicheskoye kontaktnoye szhatiye tvordykh tel. Udar*. Dynamic contact compression of solids. Hit. Kiev: Naukova Dumka, 1976: 320 p. [In Russian].
45. Timoshenko S.L., Gudier J. *Teoriya uprugosti*. Theory of elasticity. Moscow: Nauka, 1975: 576 p. [In Russian].
46. Bogorodsky V.V., Gavrilov V.P., Nedoshivin S.A. *Razrusheniye l'da. Metody, tekhnicheskiye sredstva*. The destruction of the ice. Methods, technical means. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1983: 232 p. [In Russian].
47. Saveliev B.A. *Glyatsiologiya*. Glaciology. Moscow: MSU, 1991: 288 p. [In Russian].

Путешествия, открытия

УДК 551.32

doi: 10.31857/S2076673420020041

Исследование ледников Арктики во время холодной войны: продолжение истории

© 2020 г. В.Н. Михаленко

Институт географии РАН, Москва, Россия
mikhalenko@igras.ru

Exploring Arctic glaciers during the Cold War: continuation of the story

V.N. Mikhalenko

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

Received November 19, 2019 / Revised November 27, 2019 / Accepted December 13, 2019

Keywords: *Camp Century, Greenland, ice cores, W. Dansgaard.*

Summary

During the cold war, a secret Camp Century military base was created inside the ice sheet in the north-west of Greenland. At this station, the first deep ice core was recovered. It was a beginning of a new era in paleoclimatology – a continuous record of climatic changes over the past 100 thousand years was obtained. At the end of 2018, sediments from the bottom of the Camp Century ice core were discovered at the Niels Bohr Institute in Copenhagen. Their analysis showed that the age of the glacial stratum in this part of Greenland is about 400 thousand years. The history of the Camp Century establishment and glacier ice-core drilling is shown.

Citation: Mikhalenko V.N. Exploring Arctic glaciers during the Cold War: continuation of the story. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2020. 60 (2): 285–294. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673420020041.

Поступила 19 ноября 2019 г. / После доработки 27 ноября 2019 г. / Принята к печати 13 декабря 2019 г.

Ключевые слова: *В. Дансгор, Гренландия, Кемп Сенчури, ледниковые керны.*

Рассказано о строительстве внутриледниковой станции Camp Century в северо-западной Гренландии во время холодной войны, первом в мире глубоком керновом бурении ледника и о современных исследованиях, связанных с этими работами.

После окончания Второй мировой войны почти сразу началось противостояние Советского Союза и стран Запада. Бывшие союзники из США и стран Европы превратились в противников в холодной войне. Арктическому бассейну в этом противостоянии отвели особое место, поскольку кратчайший путь в Америку лежал через Северный полюс. Чтобы сократить время полёта бомбардировщиков, аэродромы всё дальше выдвигали к северу, вплоть до островов, занятых ледниками. Академик А.П. Лисицын вспоминает: «Начался этап «секретной Арктики», часть истории которой только сейчас начинает раскрываться и поражает масштабами операций. На льды Арктики в те годы садились не отдельные самолёты, а целые эскадрильи и даже полки — тяжёлые дальние бомбардировщики и скоростные истребители. Эти воздушные армады нужно было обеспечивать топливом, теплом

и питанием, связью и медициной — и всё это в условиях ледовой пустыни, за сотни километров от побережья. Все тяготы и риски вместе с военными делили полярные авиаторы. Этот этап авиационного противостояния держав в Арктике закончился только с запусками первых межконтинентальных ракет» [1].

Сотрудники Института географии АН СССР также участвовали в этих работах. С августа 1955 г. по предложению и под руководством П.А. Шумского небольшие группы сотрудников института в составе экспедиции «Север-7» отправлялись на зимовку на Землю Франца-Иосифа и Новую Землю. Главная задача заключалась в ответе на вопрос, можно ли в области питания арктических ледниковых куполов оборудовать взлётно-посадочные полосы для самолётов. На Земле Франца-Иосифа зимовали Р.Ю. Вениери, Е.Н. Цыкин, на Новой Земле, в области пита-



Рис. 1. Палаточный лагерь на леднике Розе в 1955 г. (а), реечные измерения на леднике (В.М. Котляков с рейкой) (б), С.А. Евтеев забуривает рейку (в). Фото из архива В.М. Котлякова

Fig. 1. Ice camp at the Roze Glacier in 1955 (a), V.M. Kotlyakov with snow steak (b), S.A. Evteev drills the hole for steak (c). Photos from V.M. Kotlyakov archive

ния выводного ледника Розе, — В.М. Кузнецов, С.А. Евтеев и В.М. Котляков. Они вели наблюдения за снегонакоплением и таянием по 4-километровому створу рек, измеряли метелевый перенос и исследовали характер микрорельефа снега (рис. 1). Зимовка продолжалась с августа 1955 г. до февраля 1956 г. Л.Д. Долгушин был участником высокоширотной экспедиции «Север-7», он изучал оледенение островных архипелагов Арктики и возможности использования ледников архипелага в качестве посадочных площадок для самолётов.

По другую сторону океана у потенциальных противников в холодной войне основной базой для подобных экспериментов была Гренландия. Соединённые Штаты разместили на этом острове своих военных ещё во время Второй мировой войны с целью недопустить создание баз для немецких подводных лодок. 9 апреля 1941 г.

Хенрик Кауфманн, датский посланник в США, отказавшийся признать немецкую оккупацию Дании, подписал датско-американское соглашение о защите Гренландии, которое предоставило американским военно-воздушным силам право использования баз на территории Гренландии. В послевоенные годы роль Гренландии для противовоздушной обороны многократно возросла, так как через него пролегал кратчайший путь для стратегических бомбардировщиков и ракет из СССР к американскому континенту.

В 1951 г. небольшой аэродром на северо-западе острова, в 1118 км к северу от Полярного круга, был преобразован в постоянную авиабазу военно-воздушных сил США. База Туле представляла собой один из основных элементов обороны США, прикрывая американскую территорию от возможного удара СССР через Арктику. На базе, способной размещать персонал

до 10 тыс. человек, находились стратегические бомбардировщики В-52 с ядерным оружием на борту. Здесь же была построена мощная радиолокационная станция раннего предупреждения, способная наблюдать за воздушным пространством до границ СССР (рис. 2).

В конце 1950-х годов Армейским инженерным исследовательским центром США (United States Army Corps of Engineers) был предложен проект «Ледяной червь» (Project Iceworm), согласно которому в Гренландском ледниковом щите предполагалось разместить 600 баллистических ракет средней дальности «Iceman». Этой теме посвящено большое число публикаций, например [2], поэтому здесь мы ограничимся лишь кратким изложением известных фактов. Согласно плану, стартовый комплекс для ракет предполагалось развернуть в ледниковой толще Гренландии в тоннелях протяжённостью 3000 км; по ним ракеты должны были перемещаться на небольших поездах. Обеспечивать энергией стартовые площадки и командные пункты должны были небольшие атомные реакторы. Весной 1959 г. начались работы по выбору места для будущей базы. Остановились на исследовательском полигоне Подразделения по изучению снега, льда и вечной мерзлоты армии США (U.S. Army Snow, Ice and Permafrost Establishment – SIPRE) – Site 2, позже получившем название Camp Century. На этом полигоне с конца 1940-х годов проводили научные эксперименты по изучению физических свойств снега и льда, а в 1956 и 1957 г. были получены керны льда длиной 305 и 411 м [3, 4] (рис. 3).

Станция располагалась в 350 км к востоку от Туле на материковом льду на высоте 2000 м над ур. моря. В июне 1959 г. начались первые работы по её строительству. С помощью тракторов доставили три роторные установки для рытья траншей в снегу. Строительство завершили в октябре 1960 г. В «подснежном» городе постоянно проживали до 200 человек. В последний период существования базы под снегом находились жилые помещения, кухня и столовая, туалеты и душ, зал отдыха и театр, библиотека и магазины, диспансер, лазарет на 10 коек, операционная, прачечная, научные лаборатории, часовня, парикмахерская, атомная электростанция. «Помимо жилых зданий, здесь были мастерские, лаборатории, офисы и другие рабочие места, а

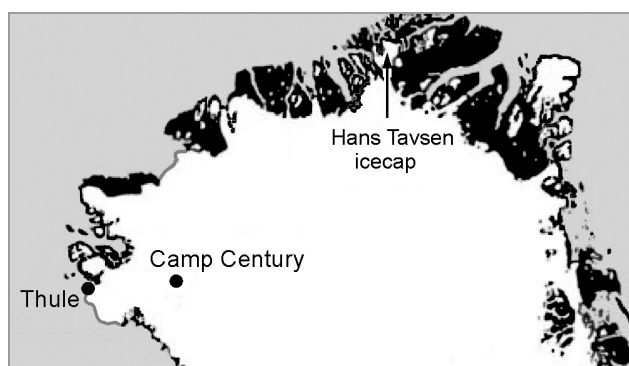


Рис. 2. Авиабазы Туле и база Camp Century на северо-западе Гренландии. Фото Niels Bohr Institute

Fig. 2. Thule U.S. military air base and Camp Century site in north-west Greenland. Credit Niels Bohr Institute

также очень хорошо оборудованные кафе, бары, тренажерный зал, библиотека и т.д., все они погребены под снегом. Американцы даже построили железную дорогу длиной в милю под снегом с единственной целью посмотреть, можно ли это сделать», — пишет датский палеоклиматолог Вилли Дансгор (Willi Dansgaard), посетивший Camp Century в 1964 г. [5] (рис. 4).

В начале 1960-х годов после запуска космических ракет ядерная доктрина США существенно изменилась. Стратегические бомбардировщики уже не рассматривались в качестве основного средства доставки ядерных боеприпасов, их сменили межконтинентальные ракеты. От размещения ядерного оружия на Camp Century, к счастью, было решено отказаться. Однако главной причиной закрытия проекта стали деформации снежной толщи на леднике. Согласно плану, лагерь должен был эксплуатироваться в течение 10 лет, до 1970 г., но к 1962 г. стало понятно, что масштаб деформаций намного превышает расчётные значения. Для поддержания тоннелей в рабочем состоянии ежемесячно с их стен удаляли до 120 т снега. Из-за возрастающего давления постоянно накапливающихся на леднике слоёв снега началась деформация возведённых в леднике строений. Одна из причин ускорения этого процесса — огромное количество энергии, вырабатываемое реактором. Обычная среднегодовая температура (-24°C) в снежно-фирновой толще окружающей постройки была на несколько градусов выше, что приводило к ускоренному сужению тоннелей и проседанию снежных сводов. В 1964 г. демонтировали



Рис. 3. Буровой лагерь на станции Site 2 в 1957 г. (а), буровая в снежной траншее (б) [4], сотрудники SIPRE достают 10-сантиметровый ненарушенный керн из бура на станции Site 2 (в). Фото из архива CRREL

Fig. 3. Surface drilling camp at Site 2 in 1957 (a), drilling site in subsurface snow trench (b) [4], SIPRE crew recovers undisturbed 10-cm diameter ice core from the drill at Site 2 (c). Credit CRREL

ядерный реактор, а в 1966 г. лагерь полностью закрыли. В течение ряда лет на Camp Century продолжали наблюдения за движением льда и оседанием снега и фирна, но к 1969 г. помещения полностью поглотил ледник (рис. 5).

С самого начала проект был сверхсекретным. О военных задачах Camp Century нигде не сообщалось. В специально снятом фильме «The story of Camp Century: the city under ice» лагерь называли идеальной арктической лабораторией. Известный американский полярный исследователь Пол Сайпл (Paul Siple), работавший в CRREL (US Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory) и в честь которого впоследствии была названа станция в Антарктиде, в феврале 1960 г. прибыл в Копенгаген для получения медали Королевского географического общества. Он уверял датскую прессу, что в Camp Century нет никаких военных тайн и в лагере решают чисто научные задачи.

Одной из таких научных задач было бурение глубокой скважины в леднике с целью получения керна льда от поверхности до ложа. Для её решения инженером Лиле Хансеном (Lyle B. Hansen) специально для SIPRE была разработана буровая установка (рис. 6). Бурение вели сотрудники CRREL, а обрабатывал керн известный американский гляциолог Честер Лэнгвей (Chester C. Langway Jr.). Бурение было начато в 1960 г., но из соображений секретности на станцию не был допущен ни один иностранный учёный. Лишь в 1964 г., когда уже приняли решение о закрытии базы, В. Дансгору разрешили приехать на станцию для проведения экспериментов по датированию фирновой толщи Гренландского ледникового покрова и отбора образцов для изотопно-кислородного анализа.

Вилли Дансгор (Willi Dansgaard) (1922–2011 гг.) (рис. 7) — выдающийся датский гео-

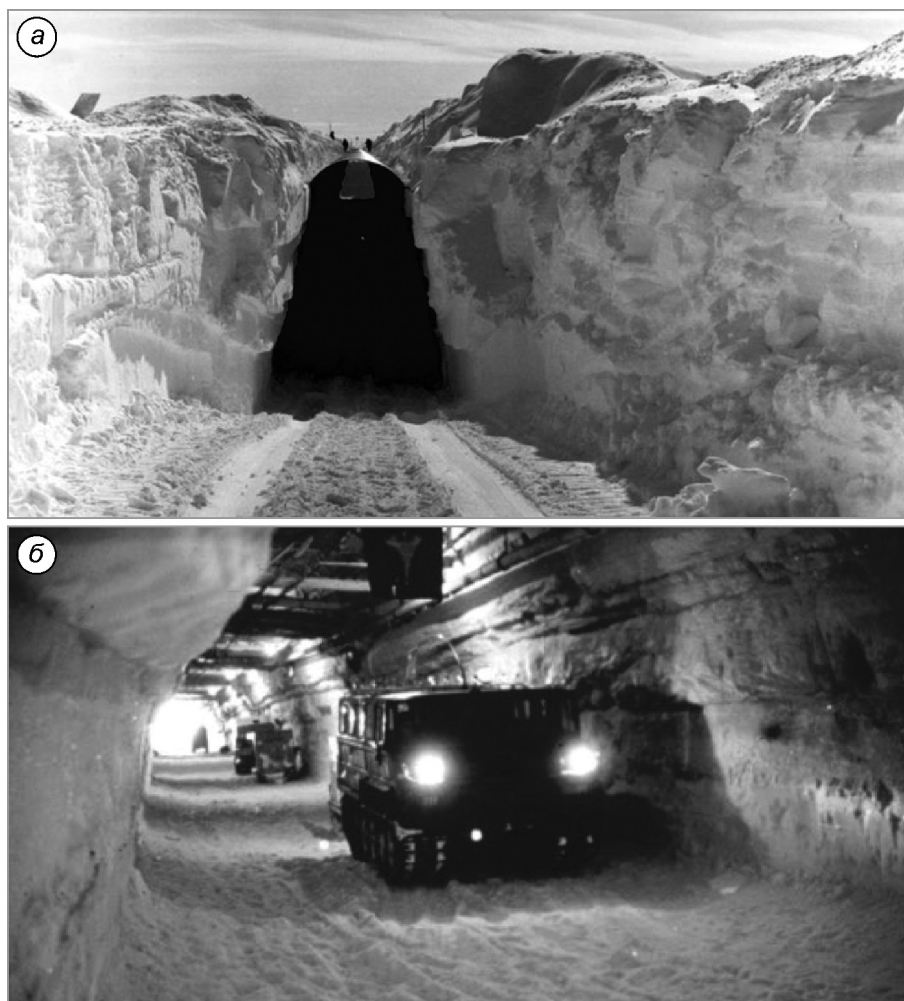


Рис. 4. Главный вход в под-
снежный город на этапе строи-
тельства (а), фото из архива
CRREL; главная улица Camp
Century (б), фото Henrik Clau-
sen, Niels Bohr Institute

Fig. 4. Main entrance to the sub-
surface Camp Century at the con-
struction stage (a), credit CRREL;
main street of the Camp Centu-
ry (b), credit Henrik Clausen,
Niels Bohr Institute

физик и палеоклиматолог — начал свою трудовую деятельность в 1947 г. в Датском метеорологическом институте и отправился на год в северо-западную Гренландию, где проводил геомагнитные измерения. Однако метеорология и климатология привлекали его гораздо больше, чем геомагнетизм, и в 1951 г. Дансгор перешёл в Копенгагенский университет, где начал изучать изотопный состав атмосферных осадков. Однажды он отбирал осадки во время прохождения атмосферного фронта и обнаружил, что с изменением температуры воздуха меняется и изотопный состав кислорода дождевой воды. Это был первый шаг в становлении изотопной гляциологии, ставшей позже отдельным направлением науки. Следующий шаг — проверка наличия связи между значениями изотопного состава осадков и температурой конденсации в различных климатических условиях. В то время в глобальном масштабе это была почти невы-

полнимая задача, поскольку такой проект подразумевал создание Всемирной сети с помощью международного сотрудничества. Это было сделано почти десятилетие спустя (1960—1973 гг.), когда Международным агентством по атомной энергии при активном участии В. Дансгора была создана Глобальная сеть по сбору атмосферных осадков на метеостанциях и измерению их изотопного состава. А пока было найдено весьма необычное решение. Датская восточно-азиатская компания и её директор, принц Аксель, разослали во все свои филиалы указание отбирать образцы речной и дождевой воды с тщательным описанием условий и мест отбора. Вот что пишет сам В. Дансгор: «Через несколько месяцев у меня была хорошая коллекция свежих образцов воды, взятых непосредственно из рек или косвенно только из кранов. Вместе со снегом и льдом, предоставленными моими друзьями из Гренландии, они варьировали от тропиков до



Рис. 5. Жилой отсек в 1964 г. (а) и пять лет спустя (б); С. Джонсен (S. Johnsen) посещает Camp Century в 1969 г. Первоначально эта галерея была шириной 4 м (в). Фото из работы [5]

Fig. 5. Sleeping section in 1964 (a) and 5 years later (b); S. Johnsen visited the closed Camp Century in 1969. This gallery was originally 4 meters wide (c). Credit [5]

арктического региона. В теплом климате значения изотопного состава были очень однородны и не могли быть связаны со средней температурой воздуха, но в умеренных и особенно полярных климатических условиях значения изотопного состава становились отрицательней по мере того, как климат становился холоднее» [5].

Самый важный аспект, который вытекал из анализа полученных данных, подразумевал, что «старая» законсервированная вода может отражать климатические условия во время её образования. «Теперь, где вы можете найти старую воду? В ледниковом льду. А где вы можете найти старый лед? В Гренландии. Вот почему мой интерес к Гренландии возродился в новом контексте.

Я был уверен, что это хорошая идея, может быть единственно действительно хорошая из всех, что у меня когда-либо были. Во всяком случае, я посвятил ей всю оставшуюся жизнь. Это было до появления техники глубокого кернового бурения ледников, поэтому я просто представил, что можно измерять изотопный состав старого льда, обнажающегося в краях ледников», — пишет он далее [5].

Для проверки своей гипотезы Дансгор снова отправляется в Гренландию, где отбирает образцы древнего льда из айсбергов, а в 1964 г. попадает на станцию Camp Century. Там вместе с двумя своими коллегами они занялись отбором снега из стенок 100-метровой шахты (см. рис. 7, б), предназначенной для хранения огром-



Рис. 6. Бурение глубокой скважины на Camp Century (а), фото Ч. Лэнгвея [3]; измерение плотности льда гидростатическим методом (б) и кернохранилище в подснежной траншее (в) [6].

Буровая установка, с помощью которой Л. Хансен (Lyle B. Hansen) и его командой был получен первый в мире глубокий керн льда. После завершения бурения на Camp Century она была отправлена в Антарктиду, где на станции Бёрд (Byrd Station) в 1968 г. получили первый в Антарктиде глубокий керн льда

Fig. 6. The deep thermal coring drill at Camp Century (a) [3]; hydrostatic measurement of ice density (b) and temporary ice core storage (c) [6].

After completing drilling campaign at Camp Century, it was sent to Antarctica where the first deep ice core was recovered at Byrd Station in 1968

ных запасов талой воды. Главной задачей был отбор материала для проверки гипотезы о возможности датирования древних образцов снега и льда при помощи радиоактивных изотопов. Молодой коллега Дансгора, позже известный датский геохимик Хенрик Клаузен (Henrik Clausen), был занят отбором многих тонн снега, его расплавлением и подготовкой образцов для исследования содержания там изотопа ^{32}Si , а Дансгор отбирал образцы разновозрастного снега для изотопно-кислородного анализа.

А в это время в одном из боковых ответвлений подземного города день и ночь шло бурение глубокой скважины, откуда доставали ледниковый

керн. На все попытки Дансгора получить доступ к этим материалам они получали решительный отказ, что аргументировалось соблюдением военной тайны. Бурение льда в Camp Century продолжилось до лета 1966 г., когда бур достиг горной породы на глубине 1388 м. Нижние 25 м керна были представлены загрязнённым льдом, содержащим грубообломочный материал от пыли до мелких и крупных камней. Это указывало, что самый древний лёд контактировал с коренными породами, лежащими выше по течению ледника от Camp Century.

Полученный ледяной керн представлял собой огромную ценность и должен был содержать уни-

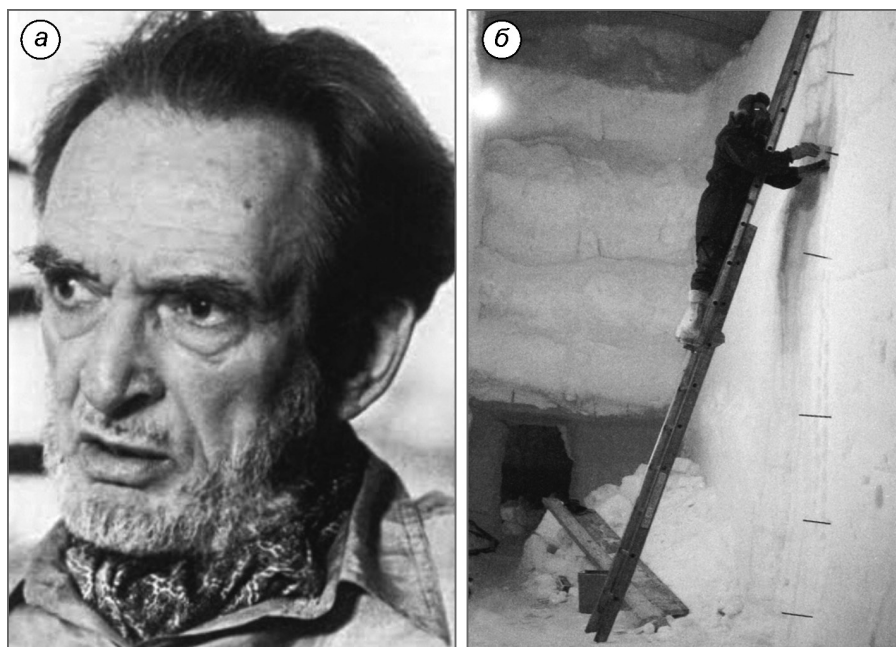


Рис. 7. В. Дансгор (а); В. Дансгор вырезает образцы снега из пятиметровой стенки (б), Camp Century, 1964 г. Фото Niels Bohr Institute

Fig. 7. W. Dansgaard (a); W. Dansgaard cuts snow samples from a 5-meter wall (b), Camp Century, 1964, Credit Niels Bohr Institute



Рис. 8. Многолетняя дружба связывала В. Дансгора (слева), Ч. Ленгвея и Х. Эшгера (справа). Их называли – три мушкетёра.

Ч. Лэнгвей рассказывает историю о том, как его опускали в шахту глубиной 80 м к водохранилищу в Camp Century и он попытался связаться по телефону с теми, кто был наверху, и сказать им, чтобы они остановились. Но связь не сработала, он стал кричать, однако люди, находящиеся наверху, решили, что он просит продолжать спуск. В результате его опустили в ледяную воду во всей полярной одежде и продержали там некоторое время

Fig. 8. Many years of friendship connected W. Dansgaard (left), C. Langway, and H. Oeschger (right). They were called – three musketeers.

At the time of this picture, C. Langway told the story of how he was lowered into a 80 m deep shaft to the Camp Century reservoir. Telephone communications with the crew on the surface were interrupted, and when he approached the water surface, they misunderstood his cry for a stop. Credit [5]

кальный материал о климатических изменениях за весь период существования ледника. Первые результаты показали, что в керне присутствуют сезонные вариации в изотопном составе льда, но

никаких дальнейших планов проводить палеоклиматические исследования не предполагалось. Тогда В. Дансгор отправил Ч. Лэнгвею, который отвечал за все полученные в SIPRE и CRREL

керна льда, оттиски своих работ с результатами многолетних исследований изотопного состава снега и льда и мыслями о том, как прошлые климатические изменения связаны с вариациями изотопов во льду. Он также предлагал измерить содержание изотопов кислорода во всём керне с необходимой детальностью. Его предложение было принято, и с этого началось многолетнее плодотворное сотрудничество между американскими и европейскими гляциологами и палеоклиматологами (рис. 8). Результаты, которые были получены при исследовании керна, иначе как сенсационными назвать нельзя. «Я действительно не помню, чего мы ожидали, но мы, конечно, не осмеливались надеяться на кривую, которая простиралась на весь последний ледниковый период и далее», — пишет Дансгор. Впервые в палеоклиматологии удалось получить непрерывную запись происходящих изменений за более чем 100-тысячелетний период времени [7].

Однако это — не конец истории. К середине 1990-х годов было выполнено много проектов по глубокому бурению, в том числе и в Гренландии. И на фоне новых полученных кернов результаты с базы Camp Century в значительной степени стали историей. В это время закончил свою университетскую карьеру Ч. Лэнгвей и, уходя на пенсию, попросил своих коллег в Дании забрать его образцы. Вскоре в Копенгаген прибыло 20 ящиков и два транспортных контейнера, заполненных льдом. В то время во всех крупных научных центрах Европы вели обработку керна льда, полученного на станции GRIP в самой высокой части Гренландии, поэтому ящики Лэнгвея поместили в хранилище и в конечном итоге забыли. В конце 2018 г., наводя порядок в своём хозяйстве, Й. Стеффенсен (J.P. Steffensen) и Д. Даль-Йенсен (D. Dahl-Jensen), первый из которых — главный хранитель ледниковых кернов в Дании, а вторая — гляциолог из Университета Копенгагена, руководившая многими крупными европейскими буровыми проектами в Гренландии и Антарктиде, обнаружили 30 стеклянных банок, в которых находились нижние три метра донных отложений керна Camp Century. Это была большая удача, поскольку лишь при бурении нескольких скважин, пройдя лёд, удалось пробурить подледниковые коренные породы. Образцы были переданы в лабораторию Колумбийского университета, где совсем не-



Рис. 9. Образец мелкозёма из нижней части керна льда Camp Century [9]

Fig. 9. The Camp Century ice bottom sample [9]

давно завершили работу по анализу придонной части другого гренландского керна — со станции GISP-2 в Центральной Гренландии, где бурение закончили в 1993 г. Анализ содержания космогенных изотопов ^{10}Be и ^{26}Al в подлёдных образцах грунта показал, что возраст современного ледникового покрова в центральной части острова не превышает 1,1 млн лет [8], но это — лишь одна точка на карте Гренландии. Первые результаты исследований найденных образцов с Camp Century (рис. 9), выполненных по той же методике, что и для GISP-2, показали, что эта часть северо-западной Гренландии могла быть свободной ото льда ещё 400 000 лет назад, в тёплую эпоху между двумя ледниковыми периодами.

Благодарности. Работа выполнена в рамках плановой темы Института географии РАН «Оледенение и сопутствующие природные процессы при изменениях климата» 0148-2019-0004 (AAAA-A19-119022190172-5).

Acknowledgments. This work was carried out within the framework of the Institute of Geography, Russian Academy of Sciences «Glaciation and associated natural processes during climate change» 0148-2019-0004 (AAAA-A19-119022190172-5).

Литература

1. Болосов А.Н. Полярная авиация России, 1946–2014. М.: Изд-во «Paulsen», 2014. 479 с.
2. Lange G.R. Deep rotary core drilling in ice // CRREL Tech. Rep. 1968. V. 94. 47 p.
3. Langway Jr. C.C. The history of early polar ice cores // Cold Regions Science and Technology. 2008. V. 52. P. 101–117. doi: 10.1016/j.coldregions.2008.01.001.
4. Электронный ресурс: https://lastday.club/project_ice_wyrm/.
5. Dansgaard W. Frozen annals: Greenland ice sheet research. Copenhagen, University of Copenhagen. Department of Geophysics of the Niels Bohr Institute, 2004. 122 p.
6. Langway Jr. C.C. Stratigraphic analysis of a deep ice core from Greenland // Geol. Soc. Amer. Spec. Paper. 1970. V. 125. 186 p.
7. Dansgaard W., Johnsen S.J., Møller J., Langway Jr. C.C. One thousand centuries of climatic record from Camp Century on the Greenland Ice Sheet // Science. 1969. V. 166 (3903). P. 377–381. doi: 10.1126/science.166.3903.377.
8. Schaefer J.M., Finkel R.C., Balco G., Alley R.B., Caffee M.C., Briner J.P., Young N.E., Gow A.J., Schwartz R. Greenland was nearly ice-free for extended periods during the Pleistocene // Nature. 2016. V. 540. P. 252–255. doi: 10.1038/nature20146.
9. Voosen P. Ancient soil from secret Greenland base suggests Earth could lose a lot of ice // Science. 2019. V. 366 (6465). P. 556–557. doi: 10.1126/science.366.6465.556.

References

1. Bolosov A.N. Polar Aviation of Russia, 1946–2014. Moscow: Paulsen, 2014: 479 c. [In Russian].
2. Lange G.R. Deep rotary core drilling in ice. CRREL Tech. Rep. 1968, 94: 47 p.
3. Langway Jr. C.C. The history of early polar ice cores. Cold Regions Science and Technology. 2008, 52: 101–117. doi: 10.1016/j.coldregions.2008.01.001.
4. https://lastday.club/project_ice_wyrm/.
5. Dansgaard W. Frozen annals: Greenland ice sheet research. Copenhagen, University of Copenhagen. Department of Geophysics of the Niels Bohr Institute, 2004: 122 p.
6. Langway Jr. C.C. Stratigraphic analysis of a deep ice core from Greenland. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper. 1970, 125: 1–186.
7. Dansgaard W., Johnsen S.J., Møller J., Langway Jr. C.C. One thousand centuries of climatic record from Camp Century on the Greenland Ice Sheet. Science. 1969, 166 (3903): 377–381. doi: 10.1126/science.166.3903.377.
8. Schaefer J.M., Finkel R.C., Balco G., Alley R.B., Caffee M.C., Briner J.P., Young N.E., Gow A.J., Schwartz R. Greenland was nearly ice-free for extended periods during the Pleistocene. Nature. 2016, 540: 252–255. doi: 10.1038/nature20146.
9. Voosen P. Ancient soil from secret Greenland base suggests Earth could lose a lot of ice. Science. 2019, 366 (6465): 556–557. doi: 10.1126/science.366.6465.556.

Критика и библиография

doi: 10.31857/S2076673420020042

Аннотированная библиография русскоязычной литературы по гляциологии за 2018 год

© 2020 г. В.М. Котляков, Л.П. Чернова

Институт географии РАН, Москва
vladkot4@gmail.com

Предлагаемая библиография продолжает ежегодные аннотированные списки русскоязычной литературы по гляциологии, которые регулярно публиковались в прошлом. Помимо работ текущего года в списке встречаются работы более ранних лет, по тем или иным причинам не вошедшие в предыдущие библиографические списки.

Annotated bibliography of the Russian languages literature on glaciology for 2018

V.M. Kotlyakov, L.P. Chernova

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
vladkot4@gmail.com

The proposed annual bibliography continues annotated lists of the Russian-language literature on glaciology that were regularly published in the past. It includes 297 references grouped into the following ten sections: 1) general issues of glaciology; 2) physics and chemistry of ice; 3) atmospheric ice; 4) snow cover; 5) avalanches and glacial mudflows; 6) sea ice; 7) river and lake ice; 8) icings and ground ice; 9) the glaciers and ice caps; 10) palaeoglaciology. In addition to the works of the current year, some works of earlier years are added, that, for various reasons, were not included in previous bibliographies.

1. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ГЛЯЦИОЛОГИИ

1. 80-летие Вячеслава Николаевича Конищева // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2018. № 2. С. 107.

Жизненный путь и научные достижения заведующего кафедрой криолитологии и гляциологии, родившегося 14 февраля 1938 г.

2. Аветисов Г.В. Николай Николаевич Урванцев. К 125-летию со дня рождения // Российские полярные исследования. 2018. № 1. С. 46–48.

Трудная судьба и результаты научных исследований выдающегося советского геолога, географа, исследователя Арктики (17 (29) января 1893 г. – 20 февраля 1985 г.).

3. Алдару Петровичу Горбунову 90 лет // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 1. С. 139–140.

Биография патриарха горного мерзлотоведения (род. 11 августа 1927 г.).

4. Алексеева О.И., Шепелев В.В. Алексеев Владимир Романович (к 85-летию со дня рождения) // Криосфера Земли. 2018. № 4. С. 96–98.

Поздравление с 85-летием сотрудника Института мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, родившегося 17 августа 1933 г.

5. Антипов Н.Н., Багрянцев Н.В., Данилов А.И., Клепиков А.В. Дрейфующая станция «Уэдделл-1» // Метеорология и гидрология. 2018. № 2. С. 115–116, библиогр. 3.

Результаты исследований первой дрейфующей станции в истории изучения Южного океана, организованной в 1992 г.

6. Бережная Т.В., Голубев А.Д., Паршина Л.Н. Аномальные гидрометеорологические явления на территории Российской Федерации в октябре 2017 г. // Метеорология и гидрология. 2018. № 1. С. 135–142.

То же в ноябре 2017 г. // Метеорология и гидрология. 2018. № 2. С. 130–137.

То же в декабре 2017 г. // Метеорология и гидрология. 2018. № 3. С. 132–140.

То же в январе 2018 г. // Метеорология и гидрология. 2018. № 4. С. 136–143.

То же в феврале 2018 г. // Метеорология и гидрология. 2018. № 5. С. 125–132.

То же в марте 2018 г. // Метеорология и гидрология. 2018. № 6. С. 132–140.

То же в апреле 2018 г. // Метеорология и гидрология. 2018. № 7. С. 132–138.

То же в мае 2018 г. // Метеорология и гидрология. 2018. № 8. С. 126–137.

То же в июне 2018 г. // Метеорология и гидрология. 2018. № 9. С. 133–144.

То же в июле 2018 г. // Метеорология и гидрология. 2018. № 10. С. 129–144.

То же в августе 2018 г. // Метеорология и гидрология. 2018. № 11. С. 132–140.

То же в сентябре 2018 г. // Метеорология и гидрология. 2018. № 12. С. 123–132.

Описание ледовой обстановки на морях и реках, случаев аномальных снегопадов, града, обледенения, аномалий снежного покрова на фоне особенностей атмосферной циркуляции Сев. полушария.

7. *Бородкин В.А., Парамзин А.С., Хотченков С.В.* Совместное применение беспилотного летательного аппарата мультироторного типа и гидролокатора кругового обзора для создания трехмерной цифровой модели рельефа ледового объекта // Российские полярные исследования. 2018. № 4. С. 30–34.

Описание аппаратуры и результатов съёмок ледовых полигонов «Айсберг», «Торос», а также основного ледового полигона НИС «Ледовая база «Мыс Баранова».

8. *Бородкин В.А., Соколов В.Т., Ковалев С.М., Кушеверский И.А.* Самая северная ледовая лаборатория в Арктике // Российские полярные исследования. 2018. № 4. С. 26–28.

Показаны возможности исследований в холодной лаборатории, созданной на научно-исследовательском стационаре «Ледовая база «Мыс Баранова».

9. *Зеленчук А.В., Крыленков В.А.* Криобот для исследования ледяных щитов и планет // Природа. 2018. № 3 (1231). С. 12–23, библиограф. 8.

Показаны преимущества использования извлекаемого автономного зонда на основе термич. бурения.

10. *Золотокрылин А.Н., Виноградова В.В., Соколов И.А.* Воздействие потепления на дискомфортность жизнедеятельности населения Арктической зоны Российской Федерации // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 2. С. 243–254, библиограф. 17.

Показаны области, в которых возникли очень неблагоприятные условия жизнедеятельности в результате потепления климата с 1991 по 2010 г.

11. *Казаков Н.А., Генсировский Ю.В., Жируев С.П., Боброва Д.А., Казакова Е.Н., Кононов И.А., Лобкина В.А., Мызыченко А.А., Рыбальченко С.В.* Снежный покров и лавины: теоретические и практические аспекты. Владивосток: Дальнаука, 2016. 174 с., библиограф. с. 155–158.

Приведён обширный фактич. материал о процессах, протекающих в снежном покрове, динамич. характеристиках лавин в Сахалинской области, предложены решения задач проектирования и строительства сооружений в многоснежных районах.

12. *Кондратьева Л.М.* Гляциохимические и биохимические исследования природных льдов в Приамурье // Вестн. ДВО РАН. 2018. № 4. С. 122–132, библиограф. 37.

Приведены результаты многолетних исследований сотрудников Института водных и экологич. проблем ДВО РАН в области гляциологии и биогеохимии прир. льдов в Приамурье.

13. *Котляков В.М.* Планета Земля — это мир снега и льда. Тайны ледяных кристаллов глазами фотографа-художника // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 3. С. 429–432.

Краткая характеристика содержания альбома «Тайны ледяных кристаллов. От Арктики до Антарктики» В. Алексеева, вышедшего в издательстве «Русская коллекция» в 2018 г.

14. *Котляков В.М., Чернова Л.П.* Аннотированная библиография русскоязычной литературы по гляциологии за 2016 год // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 2. С. 261–288.

Содержит 345 наименований и сопровождается именным указателем.

15. *Лихоманов В.А., Крупина Н.А., Свистунов И.А., Чернов А.В.* Модельные испытания ледостойкой самодвижущейся платформы «Северный полюс» в ледовом бассейне ААНИИ // Российские полярные исследования. 2018. № 3. С. 36–37.

Описание проекта круглогодичных научных исследований и его апробации.

16. *Лукин В.В.* Жизнь и подвиг во льдах. К 110-летию со дня рождения выдающегося полярного исследователя М.М. Сомова // Российские полярные исследования. 2018. № 1. С. 42–46.

Деятельность и заслуги Михаила Михайловича Сомова (7 апреля 1908 г. – 30 декабря 1973 г.).

17. *Лукин В.В.* Отечественной антарктической станции Полюс недоступности — 60 лет // Проблемы Арктики и Антарктики. 2018. Т. 64. № 4. С. 455–458, библиограф. 3.

История работы (14–26 декабря 1958 г.) советской станции и её последующих посещений в 1964 и 1967 гг.

18. *Мавлюдов Б.Р., Андреев М.П.* Международная конференция на российской антарктической станции Беллинсгаузен: к 50-летию открытия станции // Российские полярные исследования. 2018. № 1. С. 31–32.

Содержание докладов на конференции 12 января 2018 г. на о. Ватерлоо (Кинг-Джордж), в том числе гляциологич. тематики.

19. *Москалевский М.Ю.* Конференция «Природные процессы в полярных районах Земли в эпоху глобального потепления» // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 1. С. 141–144.

Краткое содержание докладов на конференции в Сочи 9–11 октября 2017 г.

20. *Москалевский М.Ю., Муравьев А.Я.* Полярная конференция и гляциологический симпозиум в Сочи (сентябрь 2018 г.) // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 4. С. 569–573.

Представлены содержание и результаты выборки из 68 устных и 15 стендовых докладов.

21. *Навигатский А., Лисицын А.* Район Северного полюса. Первые данные о седиментосистеме: снег — дрейфующий лёд — подледная вода // ДАН. 2018. Т. 483. № 4. С. 447–451, библиограф. 14.

Показано, что в снеге и морских льдах региона главную роль играет рассеянное осадочное вещество эолового генезиса.

22. *Платов Г.А., Голубева Е.Н., Крайнева М.В., Малахова В.В.* Численное исследование влияния климатических вариаций на ледовое поле // Марчуковские науч. чтения — 2018. Тез. Междунар. конф. «Вычислительная математика и математи-

ческая геофизика», посвящ. 90-летию со дня рождения А.С. Алексеева. Новосибирск, 8–12 октября 2018 г. Новосибирск, 2018. С. 53.

Даны оценки индексов атмосферной циркуляции в связи с глобальным потеплением; использованы поля давления и приземной температуры и поле приземного ветра.

23. *Саватюгин Л.М., Угрюмов Ю.В.* Исследования и работы организаций Росгидромета на архипелаге Шпицберген // Российские полярные исследования. 2018. № 1. С. 9–12.

Результаты исследований последних лет, в том числе временной изменчивости морского ледяного покрова за 1976–2016 гг. и динамики ледника Норденшельда под воздействием полей гравитационных напряжений.

24. *Харитонов В.В., Шишов А.В.* Экспериментальные работы по разработке технологии строительства ледяного острова в районе расположения НИС «Ледовая база «Мыс Баранова» // Российские полярные исследования. 2018. № 4. С. 38–40.

Описание работ, провед. с 22 марта по 8 мая 2018 г.

25. *Хромова Т.Е.* Геоинформационное картографирование в гляциологических исследованиях // Картографирование в цифровую эпоху. Вопросы географии. Вып. 144. М.: Издат. дом «Кодекс», 2017. С. 187–207, библи. 45.

Охарактеризован комплекс цифровых баз гляциол. данных – мощный инструмент получения новых знаний о криосфере Земли.

26. *Яковлев Н.Г., Володин Е.М., Сидоренко Д.В., Грицун А.С.* Роль проникающей конвекции подо льдом в формировании состояния Мирового океана // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2018. Т. 54. № 6. С. 699–712, библи. 26.

Результаты числ. экспериментов по оценке чувствительности модели земной системы INMCM48 (ИВМ РАН) к выбору различных параметризаций конвекции, индуциров. образованием нового льда.

2. ФИЗИКА И ХИМИЯ ЛЬДА

27. *Ковалев С.М., Бородкин В.А., Колабутин И.В., Смирнов В.Н.* Исследование физико-механических свойств льда на научно-исследовательском стационаре «Ледовая база «Мыс Баранова» // 5-я Всерос. конф. с междунар. участием «Полярная механика». Новосибирск, 9–11 октября 2018 г. Тез. докладов. Новосибирск, 2018. С. 75–76.

Обзор работ указ. тематики, выполненных на стационаре.

28. *Федосеева В.И., Федосеев Н.Ф., Бурнашева М.П.* Влияние сопутствующих компонентов на сорбцию молибден-анионов из водных растворов

поверхностью дисперсного льда // Криосфера Земли. 2018. Т. 22. № 1. С. 27–31, библи. 20.

Обобщение результатов сорбционных экспериментов в подземной лаборатории Института мерзлотоведения СО РАН.

29. *Цуприк В.Г., Занегин В.Г., Ким Л.В.* Моделирование хрупкого разрушения льда с применением энергетического критерия // 5-я Всерос. конф. с междунар. участием «Полярная механика». Новосибирск, 9–11 октября 2018 г. Тез. докладов. Новосибирск, 2018. С. 150–151.

Предложена двухпараметрич. модель хрупкого разрушения льда, основ. на результатах анализа механизмов разрушения льда для случая, когда при сжатии кромки поля в зоне контакта с сооружением образуются радиальные трещины.

3. АТМОСФЕРНЫЙ ЛЁД

30. *Семенов Е.К., Соколичина Н.Н., Леонов И.И., Соколичина Е.В.* Атмосферная циркуляция над центром Европейской России в период ледяного дождя в декабре 2010 г. // Метеорология и гидрология. 2018. № 5. С. 91–101, библи. 10.

Рассмотрены синоптич. механизмы, приведшие к беспрецедентному ледяному дождю с образованием гололёда большой интенсивности и продолжительности.

31. *Семенов Е.К., Соколичина Н.Н., Татаринович Е.В.* Атмосферная циркуляция в период катастрофического снегопада в Хабаровском крае 30 ноября – 2 декабря 2014 г. // Метеорология и гидрология. 2018. № 1. С. 85–96, библи. 5.

Предложена методика оценки вклада основных факторов циклогенеза при сильном снегопаде.

32. *Титкова Т.Б., Черенкова Е.А., Семенов В.А.* Региональные особенности изменения зимних экстремальных температур и осадков на территории России в 1970–2015 гг. // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 4. С. 486–497, библи. 31.

На основе анализа данных метеостанций составлены карты роста повторяемости дней с высокими суточными температурами, суточными суммами осадков, а также уменьшения морозных дней в Европейской части России и роста дней с экстремальными зимними осадками на юге Сибири.

4. СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ

33. *Адилбаева Т.Е., Таловская А.В., Язиков Е.Г.* Минералого-геохимические особенности твердой фазы снега в окрестностях угольной ТЭЦ г. Караганды (Республика Казахстан) // Материалы 1-й междунар. Байкальской конф.* С. 131–135, библи. 9.

Показано, что твёрдая фаза снега в значит. степени состоит из техногенных частиц.

*Материалы 1-й междунар. Байкальской конф. означает: Снежный покров, атмосферные осадки, аэрозоли: климат и экология северных территорий и Байкальского региона. Материалы 1-й междунар. науч.-практич. конф. 26–29 июня 2017 г. Иркутск, 2017. 258 с.

34. *Амиргалиев Н.А., Мадиеков А.С.* Оценка загрязнения снежного покрова отдельных территорий Казахстана // Материалы 1-й междунар. Байкальской конф. С. 158–161, библи. 8.
Обобщение результатов исследований 2014–2016 гг.
35. *Амиргалиев Н.А., Мадиеков А.С., Исмуханова Л.Т., Нулбекова Р.А.* Мониторинг физико-химических показателей снежного покрова Алматинской агломерации // Материалы 2-й междунар. Байкальской конф. ** С. 29–33, библи. 10.
Результаты исследований в феврале 2018 г.
36. *Ананин А.А., Ананина Т.Л.* Характеристика снежного покрова прибрежной зоны Баргузинского заповедника (Северное Прибайкалье) в многолетнем аспекте // Материалы 2-й междунар. Байкальской конф. С. 34–38, библи. 8.
На основе данных 1935–2015 гг. показано потепление климата и сокращение продолжительности залегания снежного покрова в последние три десятилетия.
37. *Ананина Т.Л., Козулин В.М.* Долговременная характеристика снежного покрова западного макросклона Баргузинского хребта (Баргузинский заповедник) // Материалы 2-й междунар. Байкальской конф. С. 212–216, библи. 6.
Результаты долговременного (1933–2018 гг.) мониторинга толщины снежного покрова, сроков его установления и разрушения в долине р. Давша.
38. *Ашабоков Б.А., Ташилова А.А., Кешева Л.А.* Результаты прогноза снежного покрова в Кавказском регионе методом сингулярно-спектрального анализа // Наука. Инновации. Технологии. 2018. № 4. С. 65–76, библи. 17.
На основе назв. метода анализа выполнен прогноз среднедекадной толщины снежного покрова на ЕТР на 2018–2022 гг.
39. *Баранов А.Н., Янченко Н.И., Огнёв И.А., Володькина А.А.* Методические аспекты мониторинга снежного покрова для оценки результатов природоохранной деятельности предприятий // Материалы 2-й междунар. Байкальской конф. С. 198–201, библи. 2.
Предложена методика оценки эффективности природоохранных мероприятий.
40. *Бегунова Л.А., Фёдорова И.В., Гасаева А.Ю., Бегунов Д.А., Чернухин М.В.* Определение нефтепродуктов в снежном покрове городов Иркутск и Ангарск // Материалы 1-й междунар. Байкальской конф. С. 147–150, библи. 5.
Сделаны оценки загрязнения в 2016–2017 гг. и даны рекомендации комплексного и круглогодичного мониторинга загрязнений.
41. *Белошейкина А., Таловская А.В., Язиков Е.Г.* Оценка загрязнения территории Сорского горно-обогатительного комбината (Республика Хакасия) по данным исследования химического состава снежного покрова // Материалы 1-й междунар. Байкальской конф. С. 162–166, библи. 7.
Обнаружено, что содержание ряда элементов превышает фон от 20 до 500 раз.
42. *Белых Л.И., Янченко Н.И.* Органические соединения в снежном покрове на территории города Братск // Материалы 2-й междунар. Байкальской конф. С. 203–207, библи. 7.
Результаты анализа проб, отобранных в двух пунктах города в феврале 2015 г.
43. *Богатырев Л.Г., Жилин Н.И., Самсонова В.П., Якушев Н.Л., Кириллова Н.П., Бенедиктова А.И., Земсков Ф.И., Карпунин М.М., Ладонин Д.В., Вартанов А.Н., Демин В.В.* Многолетний мониторинг снежного покрова в условиях природных и урбанизированных ландшафтов Москвы и Подмосквья // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2018. № 2. С. 85–96, библи. 17.
Показано распределение водного эквивалента снежного покрова в зимние сезоны 2011–2016 гг.
44. *Бычкова В.И., Курбатова М.М., Зароченцев Г.А., Игнатов Р.Ю.* Прогноз низовой метели на основе выходной продукции численной модели атмосферы // Метеорология и гидрология. 2018. № 7. С. 29–35, библи. 15.
Приведены оценки оправдываемости прогнозов начала метели в январе 2013 г.
45. *Бычкова В.И., Рубинштейн К.Г., Смирнова М.М.* Анализ изменений скорости ветра и температуры воздуха в приземном слое при низовой метели по эмпирическим данным // Метеорология и гидрология. 2018. № 1. С. 21–33, библи. 37.
По данным наблюдений канадской метеосети определён метод расчёта пороговой скорости ветра для начала метелевого переноса.
46. *Василевич И.И., Чернов Р.А.* К оценке снегозапасов в русловых врезках методом георадиолокации на территории Арктического региона // Проблемы Арктики и Антарктики. 2018. Т. 64. № 1. С. 5–15, библи. 8.
По данным снегосъёмки на снегоходах на о. Большевик в 2016 и 2017 гг. показано преимущество этого метода.
47. *Вафакх М.* Пространственно-временная изменчивость высоты, плотности и водозапаса снежного покрова на территории Ирана // Метеорология и гидрология. 2018. № 2. С. 97–107, библи. 21.
Анализ данных 158 снегомерных станций за 1960–2007 гг.
48. *Ветров В.А., Манзон Д.А., Кузовкин В.В.* Государственная сеть наблюдений за химическим составом снежного покрова в РФ: итоги и проблемы //

**Материалы 2-й междунар. Байкальской конф. означает: Снежный покров, атмосферные осадки, аэрозоли: технология, климат и технология. Материалы 2-й Байкальской междунар. науч.-практич. конф. 25–30 июля 2018 г. Иркутск, 2018. 259 с.

- Материалы 1-й междунар. Байкальской конф. С. 93–97, библи. 5.
- Рассматривается задача согласования методологии наблюдений на сетях мониторинга для решения задач управления качеством окружающей среды.
49. *Галимова Р.Г., Рахимов Р.Р.* Анализ изменений высоты снежного покрова на территории Республики Башкортостан // Материалы 2-й междунар. Байкальской конф. С. 71–74, библи. 2.
- Выявлены тенденции изменений и проанализирована территориальная изменчивость толщины снежного покрова в 1960–2010 гг.
50. *Галимова Д.А., Волкова В.В.* Снежно-ледяные образования на автомобильных дорогах // Материалы 1-й междунар. Байкальской конф. С. 209–212, библи. 6.
- Рассматривается принятая в Российской Федерации дорожная классификация зимней скользкости.
51. *Генсиоровский Ю.В.* Возможность формирования многолетних снежников в низкороме о. Сахалин // Снежный покров и лавины: теоретические и практические аспекты. Владивосток: Дальнаука, 2016. С. 151–154, библи. с. 155–158.
- Показана возможность формирования многолетних снежников в горной части острова как следствия схода лавин объемом более 500 тыс. м³.
52. *Генсиоровский Ю.В.* Ландшафтно-индикационные свойства снежного покрова как основа для расчетов максимальных снегозапасов // Снежный покров и лавины: теоретические и практические аспекты. Владивосток: Дальнаука, 2016. С. 107–118, библи. с. 155–158.
- Предложена методика, позволяющая рассчитывать характеристики снегозапасов в бассейнах малых рек Сахалина для разных типов зим.
53. *Генсиоровский Ю.В., Казаков Н.А.* Снежный покров как горная порода: литолого-стратиграфические комплексы снежного покрова // Материалы 2-й междунар. Байкальской конф. С. 39–45, библи. 6.
- Установлено, что в сходных ландшафтах разных регионов формируются однотипные литолого-стратиграфич. комплексы снежного покрова.
54. *Дагуров П.Н., Чимиторжиев Т.Н., Дмитриев А.В., Добрынин С.И., Захаров А.И.* Оценка параметров снежного покрова методом спутниковой радиолокационной интерферометрии // Материалы 1-й междунар. Байкальской конф. С. 171–176, библи. 6.
- Исследована возможность применения метода для определения толщины снежного покрова и водного эквивалента снега.
55. *Долгополова Е.Н., Масликова О.Я., Грицук И.И., Замятина Э.В.* Исследование роли снежного покрова в процессе разрушения берегов северных водоемов // Материалы 1-й междунар. Байкальской конф. С. 122–125, библи. 4.
- Показано интенсивное разрушение берега под действием лавинообразного стока воды, когда её масса в снежном покрове достигает его порога насыщения.
56. *Епифанов В.П.* Влияние естественных факторов на морфологию снежного покрова (по данным экспериментов на Шпицбергене) // Комплексные исследования природы Шпицбергена и прилегающего шельфа. Тез. докладов 14-й Всерос. науч. конф. с междунар. участием. Мурманск, 30 сентября – 2 ноября 2018 г. Мурманск, 2018. С. 38–41, библи. 5.
- Рассматриваются прогностич. закономерности деформирования и разрушения льда по данным физич. моделирования.
57. *Ефремов Ю.В., Зимницкий А.В., Шуляков Д.Ю., Липилин Д.А.* Снежники Лагонакского нагорья (Западный Кавказ) // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 3. С. 359–372, библи. 21.
- Результаты исследования условий формирования, распространения и динамики снежников в 1989–2016 гг.
58. *Жамбалова Д.И.* Загрязнение снежного покрова г. Улан-Удэ // Материалы 2-й междунар. Байкальской конф. С. 80–82, библи. 4.
- Сопоставлен химич. состав атмосферных осадков и снежного покрова.
59. *Истомина Е.А., Охотина А.С.* Современная пространственно-временная динамика снежного покрова Прибайкалья на основе дистанционных и наземных данных // Материалы 1-й междунар. Байкальской конф. С. 217–219.
- Результаты сравнения данных зим 2007/08 и 2008/09 гг.
60. *Казаков Н.А.* Текстура снежной толщи как детерминированный фрактал // Снежный покров и лавины: теоретические и практические аспекты. Владивосток: Дальнаука, 2016. С. 101–106, библи. с. 155–158.
- О возможностях характеристики уровня пространств. организации снежного слоя в колич. выражении.
61. *Казаков Н.А., Генсиоровский Ю.В., Жируев С.П.* Литолого-стратиграфические комплексы снежного покрова // Криосфера Земли. 2018. Т. 22. № 1. С. 72–93, библи. 31.
- Обобщение результатов исследования строения снежной толщи в 2530 шурфах (1979–2017 гг.) разных районов России от Курильских островов до Архангельской области.
62. *Казакова Е.Н., Лобкина В.А.* Зависимость плотности отложенного снега от его структуры и текстуры // Криосфера Земли. 2018. Т. 22. № 6. С. 64–71, библи. 20.
- Обобщены результаты измерений в 227 шурфах на Сахалине и Кольском полуострове в 2005–2017 гг.
63. *Китаев Л.М.* Вклад аномальных значений метеорологических характеристик в изменчивость климата зимнего периода на севере Евразии // Криосфера Земли. 2018. Т. 22. № 2. С. 81–90, библи. 27.
- Для крупных физико-географич. регионов севера Евразии количественно проиллюстрированы особенности пространственно-временных изменений приземной температуры воздуха, осадков и снегозапасов.

64. Козлов А.В., Миронова Ю.И., Воронцова А.А., Акифьева Д.И., Береснев А.А., Быков А.С., Давыдов В.А., Зыков Я.В., Калиничева З.О., Орехова А.А. Экологическая оценка катионно-анионного состава и кислотности снежного покрова с территорий автомагистралей Нижнего Новгорода // Успехи современн. естествознания. 2018. № 6. С. 78–83.
На основе двухлетней динамики показателей анионного состава и содержания катионов тяжёлых металлов дана оценка экол. состояния снежного покрова вдоль Сормовского шоссе и проспекта Гагарина в Нижнем Новгороде.
65. Комаров А.Ю., Селиверстов Ю.Г., Гребенников П.Б., Сократов С.А. Пространственно-временная неоднородность снежной толщи по данным пенетрометра SnowMicroPen // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 4. С. 473–485, библиограф. 41.
Результаты измерений 2014/15 и 2016/17 гг. на площадке метеорол. обсерватории МГУ в Москве и Хибинской учебно-научной базы МГУ в Кировске, показавшие высокую пространств. и врем. изменчивость строения и свойств снежного покрова.
66. Кононов И.А. Автоматизация обработки данных стратиграфических наблюдений в снежном покрове // Снежный покров и лавины: теоретические и практические аспекты. Владивосток: Дальнаука, 2016. С. 131–144, библиограф. с. 155–158.
Предложена группа методов и разработаны программные реализации классификаторов для распознавания типа текстуры снежных горизонтов и класса формы слагающих их кристаллов.
67. Коронкевич Н.И., Георгиади А.Г., Долгов С.В., Барабанова Е.А., Кашутина Е.А., Милукова И.П. Изменение стока снегового половодья на южном макросклоне Русской равнины в период 1930–2014 гг. // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 4. С. 498–506, библиограф. 6.
Обнаружена общая тенденция уменьшения стока половодья в бассейнах Волги и Дона, что связано с гидротехнич. воздействием и изменением климата.
68. Котляков В.М., Сосновский А.В., Осокин Н.И. Оценка коэффициента теплопроводности снега по его плотности и твёрдости на Западном Шпицбергене // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 3. С. 343–352, библиограф. 22.
В результате натурных экспериментов получены зависимости коэф. теплопроводности снега от его твёрдости при температуре снега от –4 до –14 °С.
69. Котова Е.И. Роль атмосферных осадков и снежного покрова в формировании загрязнения окружающей среды Архангельской области // Материалы 1-й междунар. Байкальской конф. С. 201–204, библиограф. 6.
Анализ данных Росгидромета за 1997–2015 гг.
70. Котова Е.И., Иванченко Н.Л., Бедрина Д.Д., Кошелева А.Е. Тяжелые металлы в снежном покрове Северодвинского промышленного района // Материалы 2-й междунар. Байкальской конф. С. 83–85, библиограф. 5.
Результаты определений в марте 2018 г.
71. Кузовкин В.В., Манзон Д.А., Беспалов М.С. Моделирование локальных выпадений промышленных эмиссий с использованием данных мониторинга химического состава снежного покрова // Материалы 1-й междунар. Байкальской конф. С. 136–138, библиограф. 5.
Выяснено, что большая часть серы, выделяемой при работе ТЭЦ-1 г. Южно-Сахалинск, выпадает за пределами территории в радиусе 15 км от ТЭЦ.
72. Лаврентьев И.И., Кутузов С.С., Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я., Осокин Н.И., Сосновский А.В., Чернов Р.А., Черняков Г.А. Толщина снежного покрова на леднике Восточный Грэнфьорд (Шпицберген) по данным радарных измерений и стандартных снегомерных съёмок // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 1. С. 5–20, библиограф. 39.
Обнаружено увеличение толщины снежного покрова в 2011–2014 гг. по сравнению с его толщиной в 1979 г.
73. Ланько А.В., Янченко Н.И., Живетьев М.А., Ружников В.А. ГИС-технологии в исследованиях снежного покрова г. Иркутска // Материалы 1-й междунар. Байкальской конф. С. 89–92, библиограф. 10.
Результаты измерения электропроводности и кислотности снеговой воды из свежеснежного покрова по 79 пробам.
74. Лобкина В.А. Снеговая нагрузка на поверхность земли: расчет, картирование, ущербы // Снежный покров и лавины: теоретические и практические аспекты. Владивосток: Дальнаука, 2016. С. 119–130, библиограф. с. 155–158.
Предложена карта районирования о. Сахалин, позволяющая определять величины снеговых нагрузок, необходимые для проектирования и возведения зданий и сооружений.
75. Лобкина В.А., Казакова Е.Н. Снегоопасность городов Сахалина // Природа. 2016. № 2. С. 25–31, библиограф. 12.
Рассмотрена степень снегоопасности в разных районах острова.
76. Лобкина В.А., Музыченко А.А. Загрязнение почвогрунтов территорий, занятых снежными полигонами // Материалы 2-й междунар. Байкальской конф. С. 178–183, библиограф. 3.
Показано, что полигоны, содержащие снег, собранный с территории городской застройки, представляют собой опасные для городской среды объекты.
77. Лубенец Л.Ф., Черных Д.В., Николаева О.П. Сравнительный анализ характеристик снежного покрова в разнотипных низкогорных ландшафтах Русского Алтая (бассейн р. Майма) // Ландшафтная география в XXI веке. Материалы Междунар. науч. конф. «Третьи ландшафтно-экологические чтения», посвящ. 100-летию со дня рождения Г.Е. Гришанкова. Симферополь, 11–14 сентября 2018 г. Симферополь, 2018. С. 491–494, библиограф. 6.

Показано, что регионал. исследования основных характеристик снежного покрова – ценный источник информации для решения широкого спектра науч. и практич. задач.

78. *Лубенец Л.Ф., Черных Д.В., Паршин Д.К.* Особенности пространственной дифференциации снежного покрова в низкогорных ландшафтах Русско-го Алтая (на примере бассейна р. Майма) // *Лёд и Снег*. 2018. Т. 58. № 1. С. 56–64, библи. 27.

Обобщение результатов снегомерных наблюдений в конце февраля – начале марта 2015 и 2016 гг.

79. *Макаров В.Н., Маркова С.А.* Геохимические аспекты весеннего разрушения снежного покрова на Центрально-Якутском комплексном геоэкологическом стационаре «Туймаада» // *Природные ресурсы Арктики и Субарктики*. 2018. № 4. С. 64–71, библи. 14.

Изучены параметры трансформации снега (температура, толщина, плотность, водозапас) и особенности миграции влаги и вещества при разрушении снежного покрова в весенний период.

80. *Макаров В.С., Гончаров К.О., Беляков В.В.* Исследование статистического распределения характеристик снежного покрова как полотна пути для транспортно-технологических машин в Нижегородской области // *Материалы 2-й междунар. Байкальской конф.* С. 184–188, библи. 6.

Приведена снежная карта Нижегородской области, а также зависимости, достаточные для оценки возможности передвижения транспортно-технологич. машин в зимний период.

81. *Манзон Д.А., Кузовкин В.В.* Сравнение данных мониторинга химического состава снежного покрова с результатами наблюдений за химическим составом атмосферных осадков // *Материалы 1-й междунар. Байкальской конф.* С. 227–229, библи. 3.

Анализ данных, получ. на российских и американских сетях мониторинга первого и второго компонентов.

82. *Маркова С.А., Макаров В.Н.* Трансформация химического состава снежного покрова в зимний период // *Материалы 2-й междунар. Байкальской конф.* С. 46–49, библи. 2.

Результаты геохимич. мониторинга снежного покрова с октября 2016 г. по апрель 2017 г. на геоэкологич. стационаре «Туймаада» в Центр. Якутии.

83. *Машкова О.Я., Грицук И.И., Долгополова Е.Н., Ионов Д.Н.* Различное влияние снежного покрова на деформации склонов рек при сезонных изменениях температуры // *Материалы 2-й междунар. Байкальской конф.* С. 136–140, библи. 4.

Показаны различия в характере оттаивания противоположных склонов рек в зависимости от солнечной радиации.

84. *Музыченко А.А.* Оценка снежности зим на юге Сахалина по данным наблюдений за снежным покровом на стационарной площадке // *Снежный покров и лавины: теоретические и практические аспекты*. Владивосток: Дальнаука, 2016. С. 145–150, библи. с. 155–158.

Предложена методика, позволившая выделить зимы разной снежности.

85. *Музыченко А.А., Лобкина В.А.* Применение беспилотного летательного аппарата для изучения снежных полигонов // *Материалы 2-й междунар. Байкальской конф.* С. 50–54, библи. 4.

Опыт применения методов дистанц. зондирования искусств. снежников – результата складирования снега, удалённого с улиц г. Южно-Сахалинск.

86. *Никулина Е.А., Таловская А.В., Языков Е.Г.* Анализ пылевой нагрузки и вещественного состава твердой фазы снега на территории г. Юрга (Кемеровская область) // *Материалы 1-й междунар. Байкальской конф.* С. 68–71, библи. 9.

Результаты анализа 47 проб, отобранных в феврале–марте 2016 г. на территории города.

87. *Папина Т.С., Эйрих А.Н., Малыгина Н.С., Эйрих С.С., Останин О.В., Яшина Т.В.* Микроэлементный изотопный состав снежного покрова Катунского природного биосферного заповедника (Республика Алтай) // *Лёд и Снег*. 2018. Т. 58. № 1. С. 41–55, библи. 45.

По результатам анализа проб, отобранных в бассейне р. Мульта 18–19 февраля 2014 г., оценён соврем. фоновый уровень содержания широкого спектра микроэлементов в сезонном снежном покрове Алтая.

88. *Попова В.В., Ширяева А.В., Морозова П.А.* Изменение характеристик снежного покрова на территории России в 1950–2013 годах: региональные особенности и связь с глобальным потеплением // *Криосфера Земли*. 2018. Т. 22. № 4. С. 65–75, библи. 33.

Обобщение данных из архива ВНИИГМИ-МЦД о толщине снежного покрова, получ. по наблюдениям на 600 метеостанциях в указ. годы.

89. *Снежный покров, атмосферные осадки, аэрозоли: климат и экология северных территорий и Байкальского региона.* Материалы 1-й междунар. науч.-практич. конф. 26–29 июня 2017 г. Иркутск, 2017. 258 с., библи. в конце статей.

Содержит 25 статей снежной тематики.

90. *Снежный покров, атмосферные осадки, аэрозоли: технология, климат и экология.* Материалы 2-й Байкальской междунар. науч.-практич. конф. 25–30 июля 2018 г. Иркутск, 2018. 259 с., библи. в конце статей.

Содержит 26 статей снежной тематики.

91. *Сосновский А.В.* Перспективы применения искусственного фирна для решения экологических проблем северных территорий // *Материалы 1-й междунар. Байкальской конф.* С. 181–184, библи. 4.

Показаны возможности применения метода факельного намораживания льда для опреснения минерализ. воды.

92. *Сосновский А.В., Осокин Н.И.* К оценке термического сопротивления снежного покрова на Запад-

- ном Шпицбергене // Комплексные исследования природы Шпицбергена и прилегающего шельфа. Тез. докладов 14-й Всерос. науч. конф. с междунар. участием. Мурманск, 30 сентября – 2 ноября 2018 г. Мурманск, 2018. С. 108–109, библи. 9.
- Показано, что неучёт структуры и стратиграфии снежного покрова может привести к занижению значений его термич. сопротивления.
93. *Сосновский А.В., Осокин Н.И., Черняков Г.А.* Влияние климатических изменений на высоту снежного покрова в лесу и поле в первой декаде XXI века // Криосфера Земли. 2018. Т. 22. № 2. С. 91–100, библи. 16.
- Составлены карты сравнения толщины снежного покрова в лесу и в поле в 2001–2010 и 1966–2000 гг.; отмечено уменьшение толщины снега в марте в более тёплый период начала XXI в.
94. *Сосновский А.В., Осокин Н.И., Черняков Г.А.* Влияние климатических изменений на высоту снежного покрова по рейке и маршрутной снегостёмке на равнинной территории России // Материалы 2-й междунар. Байкальской конф. С. 96–99, библи. 5.
- Проанализированы различия в результатах измерений толщины снежного покрова по рейке на 79 метеостанциях и по данным маршрутных измерений.
95. *Сосновский А.В., Осокин Н.И., Черняков Г.А.* Динамика снегозапасов на равнинной территории России в лесу и в поле при климатических изменениях // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 2. С. 183–190, библи. 19.
- Проанализирована динамика соотношения снегозапасов в лесу и в поле в 1966–2010 гг., выявлены причины изменений этого соотношения.
96. *Таловская А.В., Языков Е.Г., Филимонов Е.А.* Микроэлементный состав твердого осадка снега в окрестностях котельных, использующих различный вид топлива (на примере Томской области) // Материалы 2-й междунар. Байкальской конф. С. 55–59, библи. 10.
- Определены особенности геохимии твёрдого осадка снега в окрестностях котельных сельских поселений для разных видов используемого топлива.
97. *Таловская А.В., Языков Е.Г., Филимонов Е.А., Шахова Т.С., Литав В.В.* Геохимия снежного покрова в окрестностях объектов топливно-энергетического комплекса городских и сельских ландшафтов Западной Сибири // Материалы 1-й междунар. Байкальской конф. С. 84–88, библи. 13.
- Результаты анализа загрязнения снежного покрова в окрестностях городских и сельских объектов теплоэнергетики по пробам, отобраным в 2007–2017 гг.
98. *Тас-оол Л.Х., Хомушку Б.Г.* Анализ загрязнения снежного покрова и оценка размещения стационарных постов ОГОНК в г. Кызыл // Материалы 1-й междунар. Байкальской конф. С. 60–63, библи. 7.
- Предложены коррективы в схему размещения действующих постов наблюдений.
99. *Тентюков М.П.* Особенности послойной изменчивости интегральных физико-химических параметров снежного покрова в среднетаежной зоне на северо-востоке Европейской равнины // Криосфера Земли. 2018. Т. 22. № 2. С. 61–69, библи. 41.
- Приведены результаты апробации модернизированного устройства для послойного снегоотбора и оценена информативность получ. данных для мониторинга аэрозольного загрязнения снежного покрова.
100. *Трефилова К.К., Аликина Е.Н.* Разработка способа определения ионов железа (III) в снежном покрове экстракционно-фотометрическим методом с использованием расслаивающейся системы диантипирилметан – салициловая кислота – тиоцианат аммония – хлороводородная кислота – вода // Материалы 2-й междунар. Байкальской конф. С. 60–64, библи. 3.
- Разработан способ быстрого определения ионов железа (III) в снеге.
101. *Украинцев А.В.* Нерастворимые дисперсные частицы в снежном покрове в районах лесных пожаров // Материалы 1-й междунар. Байкальской конф. С. 139–142, библи. 2.
- На основе анализа образцов снега, отобр. зимой 2014/15 г. в районах лесных пожаров 2010, 2011 и 2014 гг. в Бурятии, сделан вывод, что пожары на протяжении нескольких лет поставляют в атмосферу экологически опасную тонкодисперсную угольную пыль.
102. *Филимонов В.Ю., Балдаков Н.А., Кудишин А.В., Ловицкая О.В.* Анализ корреляционных связей объемов стока периода половодья и величин снегозапасов на участках водосбора реки Чарыш (Алтайский край) // Геогр. вестн. Пермского гос. ун-та. 2018. № 3. С. 46–55, библи. 21.
- По данным многолетних наблюдений исследованы корреляц. связи суммарного объёма стока р. Чарыш за период снеготаяния и соответствующих снегозапасов.
103. *Фролов Д.М.* Анализ климатических условий и строение снежного покрова зимой 2017/18 г. в Москве // Материалы 2-й междунар. Байкальской конф. С. 100–104, библи. 4.
- Оценены климатич. параметры, а также снегозапасы этого зимнего сезона и проведено сравнение с предыдущими сезонами.
104. *Фролов Д.М., Петрушина М.Н., Литвиненко В.В.* Особенности метеорологических условий и строение снежного покрова в геосистемах г. Москвы // Материалы 1-й междунар. Байкальской конф. С. 151–153, библи. 3.
- Сопоставлены результаты исследований стратиграфии снежного покрова в тёплые и холодные зимы начала XXI в.
105. *Харламова Н.Ф., Казарцева О.С.* Закономерности распределения снежного покрова на территории Алтайского края в условиях орографических

- барьеров // Бюл. науки и практики. 2018. Т. 4. № 1. С. 113–118, библи. 3.
- Представлен анализ пространственно-временной изменчивости максимальных снегозапасов по семи метеостанциям за период 1966–2015 гг. в сравнении с периодом 1966–1977 гг.
106. Харламова Н.Ф., Казарцева О.С. Оценка основных характеристик снежного покрова на территории Алтайского края с применением ландшафтно-индикационных методов // Бюл. науки практики. 2018. Т. 4. № 1. С. 125–131, библи. 11.
- Систематизированы данные о толщине снежного покрова и снегозапасах по результатам маршрутных снегосъёмок в 1966–2015 гг.
107. Чердниченко А.В., Чердниченко В.С., Чердниченко Ал.В., Нысанбаева А.С., Мадиеков А.С., Жумалипов А.Р. Аэросиноптические условия экстремально высоких концентраций загрязняющих веществ в снежном покрове // Материалы 2-й междунар. Байкальской конф. С. 105–109, библи. 4.
- Установлены условия экстремальных концентраций загрязняющих веществ в выпадающем снеге и снежном покрове.
108. Чердниченко А.В., Чердниченко В.С., Чердниченко Ал.В., Нысанбаева А.С., Мадиеков А.С., Жумалипов А.Р. Тяжелые металлы в снежном покрове Казахстана // Материалы 2-й междунар. Байкальской конф. С. 110–115, библи. 3.
- Составлены изолинейные карты распределения каждого из элементов на территории страны.
109. Чернов Р.А. Влияние структуры снега на формирование его теплозащитных свойств // Материалы 1-й междунар. Байкальской конф. С. 74–76, библи. 6.
- Показано влияние структуры снега на глубину промерзания почв зимой под снегом.
110. Чернов Р.А. Исследование количественных характеристик метаморфизма снежного покрова // Материалы 2-й междунар. Байкальской конф. С. 65–69, библи. 4.
- Построена диаграмма плотности и размера снежных зёрен в шурфах Южного Подмосковья в 2012 г.
111. Черноус П.А., Осокин Н.И., Чернов Р.А. Пространственная изменчивость толщины снежного покрова на горном склоне (архипелаг Шпицберген) // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 3. С. 353–358, библи. 6.
- Получены первые оценки параметров пространств статистич. структуры толщины снежного покрова для лавинных очагов Шпицбергена.
112. Чушикова С.А., Тас-оол Л.Х., Янчат Н.Н., Хомуш-ку Б.Г. Использование ГИС при мониторинге загрязнения снежного покрова г. Кызыла // Материалы 1-й междунар. Байкальской конф. С. 110–113, библи. 3.
- На основе использования инструментария геоинформац. систем проведено экологич. районирование территории города.
113. Чурюлин Е.В., Копейкин В.В., Розинкина И.А., Фролова Н.Л., Чурюлина А.Г. Анализ характеристик снежного покрова по спутниковым и модель-ным данным для различных водосборов на Европейской территории Российской Федерации // Гидромет. исследования и прогнозы. 2018. № 2. С. 120–143, библи. 20.
- Представлены результаты сравнения существующих методов анализа характеристик снежного покрова.
114. Шахова Т.С., Таловская А.В., Языков Е.Г. Анализ поступления редкоземельных элементов из атмосферы на снежный покров в окрестностях Омского нефтеперерабатывающего завода // Материалы 1-й междунар. Байкальской конф. С. 64–67, библи. 13.
- Обсуждаются результаты анализа 24 проб, отобранных в окрестностях завода зимой 2016 г.
115. Шерстюков А.Б., Анисимов О.А. Оценка влияния снежного покрова на температуру поверхности почвы по данным наблюдений // Метеорология и гидрология. 2018. № 2. С. 17–25, библи. 18.
- По данным метеонаблюдений получены колич. оценки и пространств. различия влияния снежного покрова на температуру почвогрунтов.
116. Эйрих А., Малыгина Н.С., Папина Т.С. Элементный состав снежного покрова Катунского природного биосферного заповедника (Республика Алтай) // Материалы 1-й междунар. Байкальской конф. С. 244–248, библи. 16.
- По результатам исследований 2014 г. выяснено, что основным источником загрязнения служат предприятия цветной металлургии и шламоотвалы горнодобывающих карьеров Рудного Алтая.
117. Янченко А.М. Лёд как категория времени в работах современных художников // Материалы 2-й междунар. Байкальской конф. С. 237–239, библи. 5.
- Приведены примеры использования таяния льда как составляющей воспроизведения ледяных скульптур.
118. Янченко А.М., Баранов А.Н., Яскина О.Л., Соболева Е.Г., Живетьев М.А., Чернухин М.А. Химический состав снежного покрова и атмосферных осадков в Братске // Материалы 1-й междунар. Байкальской конф. С. 236–238, библи. 9.
- Охарактеризованы виды наблюдений в 2009–2017 гг.
119. Янченко А.М., Беднова О.В., Букин Ю.С., Ружников В.А., Живетьев М.А., Красноперов М.Ю. Легколетучие органические соединения и вербенон в снежном покрове Братска // Материалы 2-й междунар. Байкальской конф. С. 116–120, библи. 7.
- Проведён анализ фильтрата снежного покрова и установлено наличие в нём 39 легколетучих органич. компонентов.
120. Янченко А.М., Белых Л.И., Мухамедьянова Р.Р. Снежный покров как индикатор источников выбросов полициклических и ароматических углеводородов // Материалы 1-й междунар. Байкальской конф. С. 213–216, библи. 6.
- Сопоставлены составы углеводородов в снежном покрове пяти городов: Братска, Шелехова, Новокузнецка, Сыктывкара и Благовещенска.

121. Янченко А.М., Букин Ю.С. Первая Байкальская международная научно-практическая конференция «Снежный покров, атмосферные осадки, аэрозоли: климат и экология северных территорий и Байкальского региона». 26–29 июня 2017 г. // Материалы 2-й междунар. Байкальской конф. С. 240–246.

Содержит сведения о конференции, включавшей в себя две темы: методы, средства исследования физико-химич. свойств и химич. состава снежного покрова; моделирование атмосферных процессов, изменений климата и характеристик снежного покрова.

122. Янченко А.М., Букин Ю.С., Баранов А.Н. Первый научно-исследовательский полевой семинар «Теоретические и прикладные аспекты исследования снежного покрова: Южный Байкал» // Материалы 2-й междунар. Байкальской конф. С. 247–253.

Содержание семинара, знакомящего участников с методикой изучения снежного покрова и исследования процессов изменения окружающей среды и климата.

5. СНЕЖНЫЕ ЛАВИНЫ И ГЛЯЦИАЛЬНЫЕ СЕЛИ

123. Бакарасова Т.В., Зиневич Ю.Н., Хожсаназаров Е.К. Проектирование и строительство селезащитных сооружений в Алматы и Алматинской области за период с 2008 по 2018 годы // Геориск. 2018. Т. 12. № 4. С. 38–47, библи. 11.

Рассмотрены основные этапы и объекты проектирования в указ. годы.

124. Боброва Д.А. Лавинная опасность на равнинных территориях о. Сахалин // Снежный покров и лавины: теоретические и практические аспекты. Владивосток: Дальнаука, 2016. С. 39–50, библи. с. 155–158.

Составлена карта природных лавинных комплексов равнинных территорий о. Сахалин.

125. Викулина М.А. Оценка изменений лавинного риска в Хибинах // Перспективы развития инженерных изысканий в строительстве в Российской Федерации. Материалы докладов 14-й общерос. конф. изыскат. организаций. Москва, 11–14 декабря 2018 г. М., 2018. С. 181–186, библи. 5.

Предложена методика расчёта индивидуального лавинного риска, дающая надёжные результаты для его оценки в среднем масштабе.

126. Докукин М.Д., Беккиев М.Ю., Калов Р.Х., Хаджиев М.М., Бозаченко Е.М., Савернюк Е.А. Селевые потоки 14–15 августа 2017 г. в бассейне р. Герхожан-Су (Центральный Кавказ): условия и причины формирования, динамика, последствия // Геориск. 2018. Т. 12. № 3. С. 82–94, библи. 22.

Описание особенностей селей 2000, 2011 и 2017 гг.

127. Ефремов Ю.В. Снежные лавины на Лагонакском нагорье (Северный Кавказ): условия образования

и распространения // Геориск. 2018. Т. 12. № 1. С. 76–85, библи. 20.

Рассмотрены геоморфологич. и климатич. условия и факторы возникновения снежных лавин на указ. нагорье.

128. Жируев С.П., Окопный В.И., Казаков Н.А., Генсировский Ю.В. Лавины транспортных магистралей Сахалина и Курил // Снежный покров и лавины: теоретические и практические аспекты. Владивосток: Дальнаука, 2016. С. 71–84, библи. с. 155–158.

Охарактеризовано критическое состояние снеgolавинного обслуживания указ. территорий.

129. Казаков Н.А. Лавинный фронт как уединенная волна – солитон // Снежный покров и лавины: теоретические и практические аспекты. Владивосток: Дальнаука, 2016. С. 9–16, библи. с. 155–158.

Описание процесса формирования волн при движении снежных лавин.

130. Казаков Н.А. Особенности формирования снежных лавин в лесу // Снежный покров и лавины: теоретические и практические аспекты. Владивосток: Дальнаука, 2016. С. 91–98, библи. с. 155–158.

Охарактеризована огранич. роль лесной растительности в предотвращении лавин.

131. Казакова Е.Н. Прогноз лавин по 27-дневным циклам изменения солнечной активности // Снежный покров и лавины: теоретические и практические аспекты. Владивосток: Дальнаука, 2016. С. 17–26, библи. с. 155–158.

Предложена методика фонового долгосрочного прогноза лавин и осадков, проверенная в 1991–1999 гг.

132. Казакова Е.Н. Классификация береговых природных и антропогенных лавинных комплексов о. Сахалин // Снежный покров и лавины: теоретические и практические аспекты. Владивосток: Дальнаука, 2016. С. 27–38, библи. с. 155–158.

Предложена классификация и составлена карта береговых лавинных комплексов, позволяющие выполнить оценку лавинной опасности в малоизуч. районах на ранних стадиях проектно-изыскат. работ.

133. Казакова Е.Н., Боброва Д.А. Изучение фактических динамических характеристик лавин на о. Сахалин (1983–2015 гг.) // Снежный покров и лавины: теоретические и практические аспекты. Владивосток: Дальнаука, 2016. С. 85–90, библи. с. 155–158.

Даны динамич. характеристики более 300 лавин, сходявших в Восточно-Сахалинских горах, а также с уступов морских террас на зап. и вост. побережьях острова.

134. Казакова Е.Н., Казаков Н.А. Защита от селевых потоков на о. Сахалин // Геориск. 2018. Т. 12. № 3. С. 96–102, библи. 9.

Рассматривается современ. состояние противоселевой защиты острова, даны рекомендации к её расширению.

135. Казакова Е.Н., Лобкина В.А. Лавинная опасность Сахалинской области // Снежный покров и лавины

ны: теоретические и практические аспекты. Владивосток: Дальнаука, 2016. С. 63–70, библи. с. 155–158. Рекомендованы меры по обеспечению лавинной безопасности для населения и хозяйства области.

136. *Кюль Е.В.* Районирование лавинной деятельности при помощи авторской программы «Оцифровщик топографических карт» // Материалы 4-й Междунар. науч. конф. «Актуальные проблемы прикладной математики». Нальчик – Эльбрус, 22–26 мая 2018 г. Нальчик, 2018. С. 153.

По разработ. грациям критич. значений параметров для схода лавин выделяются участки лавинообразования на крупномасштабных картах с разной степенью опасности.

137. *Рыбальченко С.В.* Лавинные комплексы территорий населенных пунктов Сахалинской области // Снежный покров и лавины: теоретические и практические аспекты. Владивосток: Дальнаука, 2016. С. 51–62, библи. с. 155–158.

Определены пути лавин на территориях 63 населённых пунктов.

138. *Сейнова И.Б., Андреев Ю.Б., Крыленко И.Н., Богаченко Е.М., Феоктистова И.Г.* Опыт прогнозирования селей в условиях деградации оледенения на Центральном Кавказе // Геориск. 2018. Т. 12. № 34. С. 26–37, библи. 30.

На основе статистич. обработки массива данных получена прогностич. формула, отражающая результат осреднения для всех случаев схода селей в районах с наличием оледенения.

139. *Селиверстов Ю.Г., Турчанинова А.С., Сократов С.А., Комаров А.Ю., Глазовская Т.Г.* Зонирование по степени опасности и риска при градостроительной деятельности (на примере Хибин) // Перспективы развития инженерных изысканий в строительстве в Российской Федерации. Материалы докладов 14-й общерос. конф. изыскат. организаций. Москва, 11–14 декабря 2018 г. М., 2018. С. 170–175, библи. 15.

Выполнено зонирование по степени лавинной опасности и риска склонов горы Юкспор (Хибины).

140. *Соловьева Н.В., Кумукова О.А., Соловьев Н.П.* К вопросу о защите объектов от самопроизвольного схода снежных лавин // Метеорология и гидрология. 2018. № 7. С. 109–112, библи. 5.

Предложен комплекс мер по закреплению ответственности руководителей за обеспечение противолавинной защиты территорий всех видов собственности.

141. *Турчанинова А.С., Марченко Е.С., Лазарев А.В.* К вопросу моделирования снежных лавин в малоисследованных районах // Перспективы развития инженерных изысканий в строительстве в Российской Федерации. Материалы докладов 14-й общерос. конф. изыскат. организаций. Москва, 11–14 декабря 2018 г. М., 2018. С. 176–180, библи. 15.

Результаты применения двумерной модели RAMMS на трёх ледниках Тянь-Шаня.

142. *Ушаков М.В.* Статистический метод прогноза снеголавинной активности на юго-западе Магаданской области // Проблемы анализа риска. 2018. Т. 15. № 4. С. 60–65, библи. 13.

На основе данных спектрального анализа получен удовлетворит. метод сверхдолгосрочного прогноза снеголавинной активности на весь зимний сезон.

143. *Шевчук С.С., Николаева Л.В.* Проектирование и строительство лавинных защит на Сахалинской железной дороге // Материалы Междунар. науч.-практич. конф. «Приоритетные направления развития науки, техники и технологий». Т. 1. Кемерово: ООО «Западно-Сибирский научный центр», 2016. С. 136–142, библи. 18.

Описание разработ. авторами проекта лавинозащитных сооружений и технологии его реализации.

144. *Шныпарков А.Л.* Снежные лавины // Природные опасности России. Т. 4. Геокриологические опасности. М.: Издат. фирма «Крук», 2000. С. 124–139, библи. с. 309–315.

Факторы образования и генетич. классификации снежных лавин, их динамика и прогноз.

6. МОРСКИЕ ЛЬДЫ

145. *Аверьянова Е.А.* Изменчивость морского льда в Арктике и Антарктике // Материалы 4-й науч.-практич. молодежной конф. «Экобиологические проблемы Азово-Черноморского региона и комплексное управление биологическими ресурсами». Севастополь, 2–5 октября 2017 г. Севастополь, 2017. С. 7–10, библи. 3.

Общая характеристика распространения, толщины льда и его изменчивости на протяжении XX–XXI вв.

146. *Аксенов П.В., Иванов В.В.* «Атлантификация» как вероятная причина сокращения площади морского льда в бассейне Нансена в зимний сезон // Проблемы Арктики и Антарктики. 2018. Т. 64. № 1. С. 42–54, библи. 19.

Показано влияние сокращения площади и толщины морского льда в Северном Ледовитом океане в 1990–2000-е годы на продолжающееся их сокращение зимой 2016/17 г.

147. *Андреев О.М., Ковалев С.М., Скутин А.А.* Анализ современных методов оценки прочностных свойств льда и их практическое применение // Перспективы развития инженерных изысканий в строительстве в Российской Федерации. Материалы докладов 14-й общерос. конф. изыскат. организаций. Москва, 11–14 декабря 2018 г. М., 2018. С. 577–581, библи. 3.

Рассматриваются методики определения прочности морского льда, даны рекомендации по их модернизации.

148. *Астахов А.С., Акулиничев В.А., Дарьин А.В., Калугин И.А., Лю Я., Бабич В.В., Босин А.А., Вологин Е.Г., Плотников В.В.* Ледовые условия Чукот-

- ского моря в последние столетия: реконструкции по седиментационным записям // ДАН. 2018. Т. 480. № 4. С. 485–490, библиограф. 15.
- Разработаны калибровочные модели реконструкции температуры воздуха и ледовитости акватории для трёх точек в северной части Чукотского моря.
149. Асмус В.В., Василенко Е.В., Затыгалова В.В., Иванова Н.П., Кроовотынцев В.А., Максимов А.А., Тренина И.С. Космический мониторинг ледяного покрова и состояния водной среды Каспийского моря // Метеорология и гидрология. 2018. № 10. С. 81–95, библиограф. 12.
- Приведены примеры применения космич. технологий для построения карт ледовой обстановки и дрейфа льда.
150. Баклагин В.Н. Исследование ледового режима Белого моря по спутниковым данным NSIDC // ИнтерКарта/Inter GIS. Геоинформационное обеспечение устойчивого развития территорий. Материалы Междунар. конф. Петрозаводск, Бонн, Анкоридж. 19 июля – 1 августа 2018 г. Т. 24. Ч. 2. Петрозаводск, 2018. С. 40–45, библиограф. 6.
- Сформирован временной ряд знаний ледовитости Белого моря за 2004–2017 гг. с шагом один день, на основании которого рассчитаны сроки и длительность ежегодно повторяющегося периода ледовых явлений на Белом море.
151. Балакин Р.А., Вилков Г.И. Исследование акустических свойств морского льда, покрытого снегом // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 3. С. 387–395, библиограф. 14.
- Сделаны статистич. оценки акустич. характеристик ледяного покрова в мелководных морях арктич. шельфа и получены значения коэф. отражения звука в зависимости от возрастных градаций морского льда и толщины снежного покрова.
152. Богородский П.В., Грубый А.С., Кусков В.Ю., Макштан А.П., Соколова Л.А. Рост припая и его влияние на замерзание верхнего слоя донных отложений в прибрежной зоне губы Буор-Хая (море Лаптевых) // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 2. С. 213–224, библиограф. 22.
- В ходе зимних полевых работ 2014/15 г. получен обширный экспериментальный материал, характеризующий особенности льдообразования в бухте Тикси и указывающий на относит. стабильность гидрометеорол. условий, контролирующих нарастание припая.
153. Богородский П.В., Фильчук К.В., Куссе-Тюз Н.А., Рыжов И.В. Особенности формирования снежного льда в заливе Диксон-фьорд (Западный Шпицберген) // Комплексные исследования природы Шпицбергена и прилегающего шельфа. Тез. докладов 14-й Всерос. науч. конф. с междунар. участием. Мурманск, 30 сентября – 2 ноября 2018 г. Мурманск, 2018. С. 18–19, библиограф. 2.
- Результаты океанографич. измерений в заливе, выполненных с неподвижного (припайного) льда в апреле 2012 и 2013 гг.
154. Богородский П.В., Фильчук К.В., Марченко А.В., Пнюшков А.В., Рыжов И.В., Морозов Е.Г. Рост припая и замерзание льда залива Браганцаваген (Ван-Майен фьорд, Западный Шпицберген) // Комплексные исследования природы Шпицбергена и прилегающего шельфа. Тез. докладов 14-й Всерос. науч. конф. с междунар. участием. Мурманск, 30 сентября – 2 ноября 2018 г. Мурманск, 2018. С. 19–20, библиограф. 4.
- Сообщение об исследованиях в заливе в марте 2016 и 2018 гг.
155. Бордонский Г.С., Крылов С.Д., Гурулев А.А., Орлов А.О., Цыренжапов С.В. Особенности структуры пропарины в ледяном покрове, образованной выходами газа // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 3. С. 405–416, библиограф. 23.
- Результаты натурных наблюдений в марте 2015 г. на оз. Шакшинское (Забайкальский край).
156. Бородин Е.В. О нейтрализации эффекта обрастания торосов внутриводным льдом в переохлажденной воде при долговременных гидрологических наблюдениях // Российские полярные исследования. 2018. № 4. С. 40–41.
- Показано, как производить наблюдения в переохлажденной воде без регулярного присутствия наблюдателя.
157. Бородин В.А., Ковалев С.М., Шушлебин А.И. Пространственная неоднородность строения ровного припайного льда в районе научно-исследовательского стационара «Ледовая база «Мыс Баранова» // Проблемы Арктики и Антарктики. 2018. Т. 64. № 4. С. 351–364, библиограф. 6.
- О процессах образования и взлома припая по результатам наблюдений в мае–июне 2014 г.
158. Букатов А.Е., Завьялов Д.Д., Соломаха Т.А. Пространственно-временная эволюция распределения толщины морского льда по акваториям Керченской и Камыш-Бурунской бухт // Метеорология и гидрология. 2018. № 2. С. 26–36, библиограф. 18.
- Проанализирована зависимость толщины льда от метеорол. и гидрол. условий зимы 2007/08 г.
159. Бычкова И.А., Смирнов В.Г. Использование спутниковой информации для обнаружения айсбергов и оценки айсберговой угрозы // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 4. С. 537–551, библиограф. 18.
- Приведены алгоритмы для наблюдений айсбергов на открытой воде, в дрейфующем льду и в припае, а также результаты использования спутниковой информации для мониторинга айсбергов у побережья Северной Земли.
160. Данилов И.Д. Влияние морского ледового покрова на процессы в прибрежной шельфовой зоне // Природные опасности России. Т. 4. Геоэкологические опасности. М.: Издат. фирма «Крук», 2000. С. 92, библиограф. с. 309–315.
- Об опасности для сооружений дрейфующих и припайных льдов.
161. Демидов А.Б., Шеберстов С.В., Гагарин В.И. Межгодовая изменчивость ледового покрова и первич-

- ной продукции Карского моря // *Океанология*. 2018. Т. 58. № 4. С. 578–592, библи. 16.
- Исследована межгодовая изменчивость ледяного покрова и свободных ото льда участков моря по модельным и спутниковым данным за 2002–2016 гг.
162. Демчев Д.М., Хмелева В.С., Афанасьева А.В. Методы восстановления кинематических характеристик морского льда на основе спутниковых данных // *Междунар. школа-конф. молодых ученых «Состав атмосферы. Атмосферное электричество. Климатические процессы»*. Майкоп, 23–29 сентября 2018 г. Тез. докладов. Майкоп, 2018. С. 97, библи. 2.
- Обзор указ. тематич. работ.
163. Дианский Н.А., Марченко А.В., Панасенкова И.И., Фомин В.В. Моделирование траектории айсберга в Баренцевом море по данным попутных судовых наблюдений // *Метеорология и гидрология*. 2018. № 5. С. 54–676, библи. 24.
- Результаты отладки реализ. авторами модели дрейфа айсбергов.
164. Думанская И.О. Ледовые условия Северного Каспия в различные макроциркуляционные эпохи XX и XXI веков // *Гидромет. исследования и прогнозы*. 2018. № 3. С. 87–103, библи. 11.
- Даны колич. оценки изменчивости атмосферного давления в центрах действия атмосферы и повторяемости форм атмосферной циркуляции за длительные периоды наблюдений в связи с состоянием ледовитости Каспийского моря.
165. Заболотских Е.В., Животовская М.А., Захваткина И.Ю., Шапрон Б. Изменчивость интенсивности микроволнового излучения морского льда в Арктике на частоте 89 ГГц в зимних условиях // *Соврем. проблемы дистанц. зондирования Земли из космоса*. 2018. Т. 15. № 3. С. 139–147, библи. 19.
- Анализ пространств. изменчивости интенсивности указ. излучения морского льда в Арктике на вертикаль. и гориз. поляризации в январе–феврале 2015 г. на основе данных измерений AMSR 2 ИСЗ GCOM W1.
166. Зега Э.П., Малинка А.В., Кацев И.Л., Прихач А.С., Истомина Л., Хейкстер Г., Сприн Г. Отражательные свойства арктического летнего льда в видимом и инфракрасном диапазонах // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2018. Т. 11. № 3. С. 17–25, библи. 43.
- Обзор работ по аналитич. теории спектральных оптич. характеристик разных типов морского льда как рассеивающей среды, а также модели отражения ледяным покрытием в Арктике.
167. Иванов А.В., Рябцев Ю.Н. Моделирование формирования и таяния льда в Керченском проливе // *Метеорология и гидрология*. 2018. № 1. С. 52–59, библи. 12.
- Предложена и проверена для реальных условий зимы 2011/12 г. оптимизированная модель термодинамики формирования и таяния льда.
168. Иванов Б.В., Харитонов В.С., Смоляницкий В.М., Безгрешнов А.М. Исследование особенностей энергомассообмена вблизи торосов Арктического бассейна // *Сб. трудов Междунар. симпозиума «Мезомасштабные и субмезомасштабные процессы в гидросфере и атмосфере»*, посвящ. 90-летию со дня рождения К.Н. Федорова. Москва, 30 октября – 2 ноября 2018 г. М., 2018. С. 160–161.
- Экспериментально показано, что толща паруса тороса усваивает солнечной радиации на 20–60% больше, чем ровный морской лёд.
169. Иванов В.В. Изменения вертикальной структуры вод в бассейне Нансена Северного Ледовитого океана как следствие сокращения ледяного покрова // *Сб. трудов Междунар. симпозиума «Мезомасштабные и субмезомасштабные процессы в гидросфере и атмосфере»*, посвящ. 90-летию со дня рождения К.Н. Федорова. Москва, 30 октября – 2 ноября 2018 г. М., 2018. С. 425–426.
- Анализ результатов экспедиц. исследований по междунар. проекту НАБОС в 2013, 2015 и 2018 гг.
170. Иванов В.В., Головин П.Н. О влиянии тепла атлантических вод на ледяной покров Западной Арктики в зимний сезон // *Метеорология и гидрология*. 2018. № 2. С. 55–75, библи. 42.
- Результаты измерений в верхнем 1000-метровом слое воды в котловине Нансена на дрейфующей станции «Северный Полюс – 35» в зимний сезон 2007/08 г.
171. Иванов В.В., Репина И.А. Влияние сезонной изменчивости температуры атлантической воды на ледяной покров Северного Ледовитого океана // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2018. Т. 54. № 1. С. 73–82, библи. 34.
- Охарактеризованы особенности деградации арктич. ледяного покрова в 1950–2016 гг.
172. Иванов В.В., Репина И.А. Усиление «атлантификации» Северного Ледовитого океана // *Турбулентность, динамика атмосферы и климата. Междунар. конф., посвящ. столетию со дня рождения акад. А.М. Обухова*. Москва, 16–18 мая 2018 г. Сб. тез. докладов. Долгопрудный (Московская обл.), 2018. С. 187.
- Предложено объяснение усиливавшейся в последние годы аномальности сезонных изменений ледяного покрова (с возрастанием открытой воды в середине зимы) в зап. части бассейна Нансена.
173. Корнишин К.А., Тарасов П.А., Ефимов Я.О., Гудошников Ю.П., Ковалев С.М., Миронов Е.У., Макаров Е.И., Нестеров А.В. Исследование ледового режима на акватории Хатангского залива в море Лаптевых // *Лёд и Снег*. 2018. Т. 58. № 3. С. 396–404, библи. 10.
- На основе круглогодичных исследований 2016–2017 гг. на стационаре «Хастыр» обнаружена повыш. прочность льда, установлено пространств. распределение разных видов деформиров. льда.

174. *Коробов П.В.* Численная реализация начально-краевой задачи для нелинейных одномерных уравнений пороупругости для системы вода — лед // Проблемы Арктики и Антарктики. 2018. Т. 64. № 3. С. 337–343, библиограф. 17.
О применимости уравнений теории фильтрации к смешанным средам, состоящим из воды и льда.
175. *Крашенинникова С.Б., Крашенинникова М.А.* Сравнительный анализ ледовитости Баренцева моря по данным контактных наблюдений и моделей проекта CMIP5 // Материалы 4-й науч.-практич. молодёжной конф. «Экобиологические проблемы Азово-Черноморского региона и комплексное управление биологическими ресурсами». Севастополь, 2–5 октября 2017 г. Севастополь, 2017. С. 130–133, библиограф. 5.
Показано, что наилучшими моделями являются MPI-ESM-LR, MPI-ESM-MR и GFDL-CM3.
176. *Кубышкин Н.В., Бузин И.В., Головин Н.В., Гудошников Ю.П., Замарин Г.А., Скутин А.А.* Ледотехнические аспекты создания объектов транспортной инфраструктуры и разведочного бурения в Арктике // Проблемы Арктики и Антарктики. 2018. Т. 64. № 4. С. 407–426, библиограф. 22.
Обзор операций с использованием ледяного покрова водоёмов в качестве несущих, рабочих и строительных площадок.
177. *Лобанов В.А., Науразбаева Ж.К.* Климатические изменения толщины льда на Северном Каспии // Учен. зап. Российского гос. гидромет. ун-та. 2018. № 53. С. 172–187, библиограф. 29.
На основе анализа климатич. изменений максим. толщины льда в семи пунктах на акватории Сев. Каспия в одном пункте в дельте Волги построена связь между максим. толщиной льда и температурой воздуха.
178. *Макаров Е.И., Бресткин С.В., Гаврилов Ю.Г., Лямзин М.О., Фоломеев О.В.* Первое безледокольное плавание на трассе Северного морского пути танкеров типа «Yamalmax» в период ранней летней навигации // Российские полярные исследования. 2018. № 3. С. 34–36.
Представлена карта распределения скорости движения танкеров и сплочённости льда на трассе Северного морского пути в конце июня 2018 г.
179. *Монько Н.А., Степченков С.К., Калашников А.В., Данилов А.И.* Гидрометеорологическое обеспечение плавания в акватории Северного морского пути в 2017 году // Российские полярные исследования. 2018. № 2. С. 23–26.
Охарактеризованы компоненты анализа гидромет. условий, включая ледовую обстановку.
180. *Марченко Н.А.* Изучение особенностей дрейфа льда в Баренцевом море // Вестн. газ. науки. 2018. № 4. С. 166–179, библиограф. 32.
На основе векторов дрейфа с помощью геоинформационных технологий получены траектории движения льда в весенние периоды 2013–2016 гг. и сделаны выводы о возможном происхождении и характеристиках морского льда в юж. части Баренцева моря.
181. *Матишов Г.Г.* К Северному Полюсу на атомном ледоколе «50 лет Победы» // Природа. 2018. № 11 (1239). С. 70–75, библиограф. 7.
Показаны особенности ледового режима от кромки льда в Баренцевом море до Северного полюса в августе 2017 г.
182. *Матишов Г.Г.* Морские научные исследования на атомном ледоколе «50 лет Победы» в августе 2017 г. // Океанология. 2018. Т. 58. № 2. С. 334–336, библиограф. 7.
Составлена карта-схема ледовой обстановки по ходу ледокола от широты Земли Франца-Иосифа до Северного полюса.
183. *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 современного исследования // Метеорология и гидрология. 2018. № 11. С. 49–67, библиограф. 72.
Анализ результатов исследований влияния потепления в Арктике (сокращения площади морского льда) на атмосферную циркуляцию в Сев. полушарии.
184. *Мельников И.А.* Мониторинг водно-ледовой экосистемы в районе Северного полюса: апрель 2018 года // Российские полярные исследования. 2018. № 2. С. 13–14.
Отмечена смена доминирования многолетних льдов сезонными льдами с 2007 по 2018 г. в районе 89°33′ с.ш. и 99°37′ в.д.
185. *Миронов С.Г., Иванов А.А., Колюбакин А.А.* Экстремальные глубины современного ледового выпавивания на шельфе северо-восточной части Баренцева моря // Российские полярные исследования. 2018. № 1. С. 12–14.
Обнаружены следы донного выпавивания айсбергами на глубине 180 м.
186. *Музылев С.В., Цыбанева Т.Б.* Влияние ледяного покрова на волны Кельвина и Пуанкаре // Сб. трудов Междунар. симпозиума «Мезомасштабные и субмезомасштабные процессы в гидросфере и атмосфере», посвящ. 90-летию со дня рождения К.Н. Федорова. Москва, 30 октября — 2 ноября 2018 г. М., 2018. С. 246–248, библиограф. 8.
Теоретич. исследование, показавшее, что арктич. морской ледяной покров существенно влияет на характеристики коротких волн (десятки и первые сотни метров), для длинных же волн (тысячи и более метров) его роль незначительна.
187. *Огородов С.А., Архипов В.В., Баранская А.В., Кокин О.В., Романов А.О.* Влияние изменений климата на интенсивность эскарации дна ледяными торосистыми образованиями // ДАН. 2018. Т. 478. № 4. С. 473–477, библиограф. 15.
По результатам повторных геофизич. съёмок в Байдарацкой губе Карского моря обнаружено смещение ледово-эскарационных возвышений в сторону мелководья.

188. *Парфенова М.Р., Мохов И.И.* Связь уровня Каспийского моря с изменениями арктических морских льдов // 22-я Междунар. школа-конф. молодых ученых «Состав атмосферы. Атмосферное электричество. Климатические прогнозы». Майкоп, 23–29 сентября 2018 г. Тез. докладов. Майкоп, 2018. С. 80, библи. 3.
Исследована связь уровня Каспийского моря с площадью морских льдов в Баренцевом и Карском морях по спутниковым и наземным данным для последних десятилетий с использованием кросс-вейвлетного анализа.
189. *Писарев О.В.* Энергия внутренних волн Арктического бассейна при современном сокращении площади плавучих льдов // Сб. трудов Междунар. симпозиума «Мезомасштабные и субмезомасштабные процессы в гидросфере и атмосфере», посвящ. 90-летию со дня рождения К.Н. Федорова. Москва, 30 октября – 2 ноября 2018 г. М., 2018. С. 272–275, библи. 6.
Результаты сопоставления энергии внутр. волн в 1960–1980 и 2007–2012 гг.
190. *Плотников В.В., Дубина В.А., Вакульская Н.М.* Оценка дрейфа льда на шельфах Охотского моря по спутниковым данным // Метеорология и гидрология. 2018. № 12. С. 106–113, библи. 7.
Рассмотрена пространств. неоднородность дрейфа льда в январе–мае 2015 г. в районе углеводородных месторождений на магаданском и сахалинском шельфах.
191. *Попов С.В., Кузнецов В.Л., Пряхин С.С., Кашкевич М.П.* Результаты георадарных исследований морского льда Нелла-фиорда (район станции Прогресс, Восточная Антарктида) в сезон 2016/17 года // Криосфера Земли. 2018. № 3. С. 18–26, библи. 32.
Подтверждена перспективность использования метода электромагнитных зондирований промысл. георадарами для изучения морского льда и определения мощности опреснённого слоя морской воды.
192. *Романов Ю.А., Романова Н.А.* Айсберги Южного океана и факторы, определяющие их распределение // Метеорология и гидрология. 2018. № 3. С. 61–72, библи. 49.
По данным 58 тыс. судовых наблюдений за айсбергами в 1947–2014 гг. построена карта их средней за летний сезон сплочённости.
193. *Семерюк И.А., Намятов А.А.* Применение параметра $\delta^{18}\text{O}$ в качестве трассера формирования водных масс моря Лаптевых. Часть 1. Количественная оценка процесса ледообразования и ледотаяния // Метеорология и гидрология. 2018. № 9. С. 49–60, библи. 17.
Определены граничные условия начала преобладания процессов ледообразования над процессами таяния льда.
194. *Смирнов В.Н., Ньюбом А.А.* Механика волновых процессов во льдах Северного Ледовитого океана // Сб. трудов Междунар. симпозиума «Мезомасштабные и субмезомасштабные процессы в гидросфере и атмосфере», посвящ. 90-летию со дня рождения К.Н. Федорова. Москва, 30 октября – 2 ноября 2018 г. М., 2018. С. 320–324, библи. 3.
Описание масштабных физико-механич. процессов в морском ледяном покрове.
195. *Смирнов К.Г.* К вопросу о развитии мониторинга ледовых и гидрометеорологических условий в Обской губе // Российские полярные исследования. 2018. № 2. С. 10–11.
Предложена система мониторинга дрейфа льда в морском канале, снижающая риски его прохождения крупными танкерами.
196. *Тимохов Л.А., Вязигина Н.А., Миронов Е.У., Попов А.В.* Особенности сезонной и межгодовой изменчивости ледяного покрова Гренландского моря // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 1. С. 127–134, библи. 12.
Получены линейные отрицат. тренды ледовитости, показывающие значит. её уменьшение с 1950 по 2016 г.
197. *Федоров В.М., Гребенников П.Б.* Инсоляционная контрастность Земли и изменение площади морских льдов в Северном полушарии // Арктика: экология и экономика. 2018. № 4. С. 86–94, библи. 20.
Проведён анализ изменения площади морских льдов в Арктике в связи с многолетней изменчивостью инсоляции Сев. полушария; на основе уравнения регрессии показано, что среднегодовая площадь морских льдов в Сев. полушарии с 2017 по 2050 г. сократится на 0,649 млн км².
198. *Харитонов В.В.* Запись параметров теплового бурения при исследовании стамух // Перспективы развития инженерных изысканий в строительстве в Российской Федерации. Материалы докладов 14-й общерос. конф. изыскат. организаций. Москва, 11–14 декабря 2018 г. М., 2018. С. 587–591, библи. 2.
Описание методики применения установок для водяного бурения нагромождения льдин на севший на дно торос.
199. *Харитонов В.В., Шушлебин А.И.* Анализ результатов совместного применения зонд-индентора и теплового бурения в ледовых исследованиях // Проблемы Арктики и Антарктики. 2018. Т. 64. № 2. С. 157–169, библи. 7.
Результаты натурных исследований в Обской губе в мае–июне 2004 г.
200. *Хон В.Ч., Мохов И.И., Елисеев А.В., Кибанова О.В.* Изменение продолжительности навигационного периода Северного морского пути в XXI веке по расчетам с ансамблем климатических моделей: балансовые оценки // ДАН. 2018. Т. 481. № 1. С. 89–94, библи. 15.
Получено ожидание увеличения продолжительности навиг. периода при продолжении глобального потепления в XXI в.
201. *Четырбоцкий А.Н., Лазарюк А.Ю.* Распределение температуры и солёности морского ледяного по-

крова по экспериментальным и модельным данным (на примере бухты Новик Японского моря) // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 4. С. 559–568, библиогр. 22.

Предложены числ. модели, соответствующие экспериментальным наблюдениям и отражающие реальный ледовый режим бухты.

202. *Шевченко Г.В., Тамбовский В.С.* Динамика дрейфа льда на северо-восточном шельфе острова Сахалин по данным измерений радиолокационными станциями. Южно-Сахалинск: Ин-т морской геологии и геофизики ДВО РАН, 2018. 136 с., библиогр. 61.

Анализ уникальных материалов наблюдений за дрейфом льда, выполненных с береговых радиолокац. станций, а также при помощи судового лоатора береговой платформы «Моликпак».

203. *Юлин А.В., Шаратунова М.В., Павлова Е.А., Иванов В.В.* Сезонная и межгодовая изменчивость ледяных массивов Восточно-Сибирского моря // Проблемы Арктики и Антарктики. 2018. Т. 64. № 3. С. 229–240, библиогр. 8.

Представлены результаты расчётов изменения ледовитости и повторяемости типов развития ледяных массивов за последние 60 лет.

204. *Яицкая Н.А., Магаев А.А.* Динамика ледового режима Азовского моря в XX–XXI вв. // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 3. С. 373–386, библиогр. 33.

На основе анализа картосхем ледовой обстановки и данных наблюдений с прибрежных ГМС показаны связь ледовитости с суровостью зим, а также сокращение числа суровых зим во второй половине XX – начале XXI в.

7. РЕЧНЫЕ И ОЗЁРНЫЕ ЛЬДЫ

205. *Агафонова С.А., Фролова И.Л.* Ледовый режим рек России: современные особенности, оценка опасности // Водные ресурсы: новые вызовы и пути решения. Всерос. науч. конф. с междунар. участием. Сочи, 2–7 октября 2017 г. Сб. научных трудов, посвящ. Году экологии в России и 50-летию Ин-та водных проблем РАН. Новочеркасск, 2017. С. 469–474, библиогр. 10.

Приведена сводка всего многообразия ледовых явлений на реках России: образование внутриводного льда и шуги, установление ледостава, ледоход, заторы и навалы льда, позднее вскрытие рек и очищение ото льда на низких уровнях.

206. *Алешин И.М., Малыгин И.В.* Верификация экспертной системы прогноза заторообразования на р. Северная Двина // Геофиз. процессы и биосфера. 2018. Т. 17. № 2. С. 48–60, библиогр. 18.

Приведено краткое описание и результаты верификации экспертной системы для прогнозирования заторообразования льда на участке р. Северная Двина.

207. *Баклагин В.Н.* Изменчивость ледовитости Онежского озера в период 2000–2018 гг. по спутниковым данным // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 4. С. 552–558, библиогр. 9.

Получен непрерывный суточный ряд значений ледовитости, представлена регрессионная модель её хронологич. хода.

208. *Баклагин В.Н.* Обоснование параметров и архитектуры многослойных персептронов для прогнозирования ледовитости озёр // Успехи современ. естествознания. 2018. № 4. С. 106–113, библиогр. 8.

Приведён метод прогнозирования ледовитости озёр многослойными персептронами на основе историч. данных о ледовитости Онежского озера.

209. *Василенко А.Н.* Ледовый режим Арктической зоны России в современных и будущих климатических условиях // География: развитие науки образования. Междунар. науч.-практич. конф. «71 Герценовские чтения», посвящ. 155-летию со дня рождения В.И. Вернадского. Санкт-Петербург, 18–21 апреля 2018 г. Т. 1. СПб., 2018. С. 223–228, библиогр. 9.

Для территории России, располож. севернее 60° с.ш., оценены современ. характеристики различных фаз ледового режима и их изменения по сравнению с периодом 1950–80-х годов.

210. *Георгиевский М.В., Горошкова Н.И., Полякова В.С., Голованов О.Ф., Георгиевский Д.В.* Экстремальное заторное наводнение весной 2016 г. на реке Сухона у г. Великий Устюг (формирование, прогноз, последствия) // Метеорология и гидрология. 2018. № 2. С. 108–114, библиогр. 4.

По наблюдениям в феврале 2016 г. даны рекомендации по противозаторным мероприятиям и подготовке к прогнозируемому экстремальному наводнению.

211. *Зырянов В.Н., Кураев А.В., Костяной А.Г.* Загачные ледовые кольца Байкала // 4-я Междунар. науч. школа молодых ученых «Физич. и математич. моделирование процессов в геосферах». Москва, 24–26 октября 2018 г. Сб. материалов школы. М.: МГУ, 2018. С. 154–156.

Подлёдные гидрол. измерения течений в геострофич. области озера под кольцом показали, что здесь развит антициклонич. вихрь, который доставляет более тёплую глубинную воду к нижней поверхности льда, что и приводит к вытаиванию льда снизу.

212. *Зырянов В.Н., Кураев А.В., Костяной А.Г.* Ледовые кольца Байкала: наблюдения, гипотезы, теория // Сб. трудов Междунар. симпозиума «Мезомасштабные и субмезомасштабные процессы в гидросфере и атмосфере», посвящ. 90-летию со дня рождения К.Н. Федорова. Москва, 30 октября – 2 октября 2018 г. М., 2018. С. 151–155, библиогр. 4.

Теоретич. исследование, показавшее, что вытаивание льда снизу в виде кольца обусловлено формированием слоя Стюартсона на боковой поверхности геострофич. вихря и генерацией им кольцевого дивергентного вихря в слое Экмана подо льдом.

213. *Калинин В.Г., Микова К.Д.* Характеристика сроков ледообразования на Камском водохранилище в период современных климатических изменений // Волга и её жизнь. Тез. докладов Всерос.

конф. Борок, 22–26 октября 2018 г. Ярославль, 2018. С. 61.

Анализ многолетних колебаний сроков появления ледяных образований на Камском водохранилище.

214. *Клюев П.В., Лебедев С.А.* Исследование ледового покрова Рыбинского водохранилища // Вестн. Тверского гос. ун-та. Сер. География и геоэкология. 2018. № 3. С. 66–78, библи. 9.

По данным метеостанций вокруг Рыбинского водохранилища и дистанц. зондирования со спутников даны результаты анализа процессов замерзания и вскрытия водохранилища в короткий период ледостава в зимы 2013–2014 гг. и длинный период ледостава в зимы 2016–2017 гг.

215. *Козлов Д.В., Кулешов С.Л.* Многомерный анализ факторов образования заторов льда в речных бассейнах побережья морей Северного Ледовитого океана // 5-я Всерос. конф. с междунар. участием «Полярная механика». Новосибирск, 9–11 октября 2018 г. Тез. докладов. Новосибирск, 2018. С. 76–77.

Показано, что наибольшее влияние на частоту возникновения ледяных заторов оказывают разветвление русла рек, его изменчивость в плане и переменность глубины речного потока.

216. *Кондратьева Л.М., Андреева Д.В., Голубева Е.М.* Факторы, влияющие на процессы сульфатредукции и метилирования ртути во льдах реки Амур // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 1. С. 105–116, библи. 34.

Предсказаны результаты послойного исследования кернов речного льда, отобранных в р. Амур в конце ледостава 2013–2014 гг.

217. *Махинов А.Н., Ким В.И., Матвеев Д.В.* Строе-ние и многолетняя динамика ледяного покрова в нижнем течении реки Амур // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 1. С. 117–126, библи. 9.

По результатам натурных наблюдений 2008–2017 гг. в сравнении с общедоступными данными постов Дальневосточно-го УГМС сделан вывод о сокращении на 3–4 дня продолжительности ледостава в период 1991–2017 гг. по сравнению с периодом 1930–90-х годов.

218. *Рогозин А.Г.* Многолетняя динамика ледовых явлений – показатель глобального потепления на Южном Урале // Водные ресурсы. 2018. Т. 45. № 5. С. 483–493, библи. 10.

Исследована динамика ледовых явлений в разнотипных озёрах в 1973–2017 гг., установлено направленное сокращение их продолжительности.

219. *Сабылина А.В., Ефремова Т.А.* Химический состав льда и подлёдной воды Онежского озера (на примере Петрозаводской губы) // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 3. С. 417–428, библи. 29.

Результаты изучения химич. состава системы снег – лёд – подлёдная вода и его изменения по мере роста толщины льда в марте 2014 г.

220. *Смахтин В.П.* Ледовый режим озёр Забайкалья в условиях современного потепления // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 2. С. 225–230, библи. 7.

По данным наблюдательной сети Росгидромета сделан вывод об уменьшении продолжительности ледостава и максим. толщины льда с 1975 по 2012 г.

221. *Титкова Т.Б.* Изменчивость зимнего стока реки Ока в зависимости от изменения климата // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 2. С. 191–198, библи. 11.

Показана связь числа дней со среднесуточными положительными температурами воздуха, температурой почвы, суммой осадков и водным эквивалентом снега с объёмами стока р. Ока (притока Волги) в 1981–2010 гг.

222. *Фролова Н.Л., Магрицкий Д.В., Киреева М.Б., Агафонова С.А., Поваляшишкова Е.С.* Антропогенные и климатически обусловленные изменения стока воды и ледовых явлений рек Российской Арктики // Вопросы географии. Сб. 145. Гидрологические изменения. М.: Издат. дом «Кодекс», 2018. С. 233–251, библи. 24.

По данным наблюдений на 230 гидропостах за 1936–2014 гг. рассмотрены изменения характеристик ледового режима ряда северных рек: даты появления льда, установления ледостава, вскрытия и очищения ото льда, а также уровня режима в период ледохода.

8. НАЛЕДИ И ПОДЗЕМНЫЕ ЛЬДЫ

223. *Алексеев С.В., Алексеева Л.П.* Геохимия льдов бугров пучения в долине р. Сенца (Окинское плоскогорье, Восточный Саян) // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 4. С. 524–536, библи. 29.

Показано, что специфика химич. состава подземных льдов обусловлена наличием органики в рыхлых отложениях и неоднократной активизацией вулканизма в позднем плейстоцене – голоцене.

224. *Афанасенко В.Е., Булдович С.Н.* Наледи // Природные опасности России. Т. 4. Геоэкологические опасности. М.: Издат. фирма «Крук», 2000. С. 108–116, библи. с. 309–315.

Охарактеризован процесс перераспределения наледей по поверхностного и подземного стока.

225. *Васильчук Ю.К., Макеев В.М., Маслаков А.А., Буданцева Н.А., Васильчук А.К., Чижова Ю.Н.* Изотопно-кислородный состав позднеплейстоценовых и голоценовых повторно-жильных льдов острова Котельный // ДАН. 2018. Т. 482. № 2. С. 213–216, библи. 13.

Выполнена реконструкция, показавшая, что среднеянварские температуры воздуха в позднем плейстоцене менялись на 76° с.ш. и 140° в.д. более чем на 8–13 °С.

226. *Васильчук Ю.К., Чижова Ю.Н., Маслаков А.А., Буданцева Н.А., Васильчук А.К.* Вариации изотопов кислорода и водорода в современной пластовой ледяной залежи в устье р. Аккани, Восточная Чукотка // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 1. С. 78–93, библи. 37.

Изучен изотопный состав мощного голоценового ледяного пласта, погребённого под слоем пролювиальных отложений.

227. Голубев В.Н., Влахова А.В., Ржаницын Г.А., Семенова И.В. Закономерности кристаллизации воды при замерзании дисперсных грунтов // Криосфера Земли. 2018. Т. 22. № 1. С. 20–26, библи. 28.
Сделана теоретич. оценка изменений количества переохлажд. воды в процессе её кристаллизации во влагосодержащих грунтах.
228. Горбунов А.П., Железняк М.Н., Северский Э.В. Оценка объемов подземных льдов в горной системе Тянь-Шаня // Криосфера Земли. 2018. Т. 22. № 6. С. 35–44, библи. 20.
Приведены результаты оценки эвидентных подземных льдов в криогенной толще Тянь-Шаня по опубликов. геокриологич. картам разного масштаба.
229. Горбунов А.П., Титков С.Н. Земляные глетчеры и криогенные покровы в высоких горах Азии // Геориск. 2018. Т. 12. № 1. С. 34–42, библи. 13.
Краткая информация о движении каменных глетчеров Тянь-Шаня, Памира, Тибета, Гималаев, Монгольского Алтая.
230. Данилов И.Д. К истории возникновения криолитозоны // Природные опасности России. Т. 4. Геокриологические опасности. М.: Издат. фирма «Крук», 2000. С. 9–10, библи. с. 309–315.
История ледниковых эпох за последние 40 млн лет истории Земли.
231. Егочина В.И., Копосов Г.Д., Тягунин А.В. Влияние физических условий на влагоперенос с поверхности льда по дисперсной среде при отрицательных температурах // Конденсир. среды и межфазные границы. 2018. Т. 20. № 4. С. 587–595, библи. 22.
Проведена проверка возможности использования поверхности льда в качестве генератора влаги при измерении влажпроводности грунтов.
232. Иванова Л.Д., Павлова Н.А. Формирование и динамика наледей в бассейне р. Индигирки за последние шестьдесят лет // Подземные воды востока России: Материалы Всерос. совещ. по подземным водам Востока России (22-е совещ. с междунар. участием по подземным водам Сибири и Дальнего Востока). Новосибирск, 18–22 июня 2018 г. Новосибирск, 2018. С. 218–222.
На основе созданной базы данных проанализирована роль прир. и техногенных факторов в формировании и динамике наледей бассейна р. Индигирки.
233. Кизяков А.И., Стрелецкая И.Д., Гребенец В.И., Баду Ю.Б. Активизация опасных природных процессов в районах распространения крупных залежей подземных льдов в условиях меняющегося климата Арктики // Перспективы развития инженерных изысканий в строительстве в Российской Федерации. Материалы докладов 14-й общерос. конф. изыскат. организаций. Москва, 11–14 декабря 2018 г. М., 2018. С. 268–272, библи. 10.
Охарактеризовано распространение термокарста, термоэрозии, морозобойного растрескивания, воронок газового выброса.
234. Крицук Л.Н. Подземные льды // Природные опасности России. Т. 4. Геокриологические опасности. М.: Издат. фирма «Крук», 2000. С. 61–66, библи. с. 309–315.
Описание типов залежеобразующих подземных льдов и их выраженности в рельефе земной поверхности.
235. Курчатова А.В., Rogov В.В. Формирование геохимических аномалий при миграции углеводородов в криолитозоне Западной Сибири // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 2. С. 199–212, библи. 38.
Результаты исследования эмиссии газов и её воздействия на мёрзлые породы в образцах керна 35-метровой скважины на вершине бугра пучения на территории Песцовского газового месторождения на юге Тазовского полуострова.
236. Малахова В.В., Елисеев А.В. Влияние рифтовых зон и термокарстовых озёр на формирование субаквальной мерзлоты и зоны стабильности метаногидратов шельфа моря Лаптевых в плейстоцене // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 2. С. 231–242, библи. 29.
По результатам использования модели теплофизич. процессов в донных отложениях, дополненной сценарием изменения уровня моря и температуры поверхности, сделан вывод о непрерывности существования многолетнемерзлых пород и зоны стабильности газогидратов в течение последних 400 тыс. лет.
237. Нерадовский Л.Г. Количественная оценка объёмной льдистости мёрзлых грунтов методом дипольного электромагнитного профилирования // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 1. С. 94–104, библи. 18.
Обобщение результатов экспериментальных исследований летом 2008 г. на Лено-Амгинском междуречье Центрально-Якутской равнины.
238. Скрыльчик Г.П. Наледи и их роль в развитии геосистем Чукотки и Приморья // Вопросы геологии и комплексного освоения прир. ресурсов Вост. Азии: 5-я Всерос. науч. конф. с междунар. участием. Благовещенск, 2–4 октября 2018 г. Сб. докладов. Т. 2. Благовещенск, 2018. С. 21–24, библи. 8.
О природе наледей в двух разных по своим геогр. особенностям районах.
239. Соломатин В.И. Подземное оледенение Евразии: макроструктура и история развития // Криосфера Земли. 2018. Т. 22. № 1. С. 94–100, библи. 24.
На основе анализа важнейших событий формирования и пространств.-временной эволюции подземного оледенения сформулирован принцип подобия географич. пространства и палеогеогр. времени.
240. Сосновский А.В., Осокин Н.И. Влияние мохового и снежного покровов на устойчивость многолетней мерзлоты на Западном Шпицбергене при климатических изменениях // Комплексные исследования природы Шпицбергена и прилегающего шельфа. Тез. докладов 14-й Всерос. науч. конф. с междунар. участием. Мурманск, 30 сен-

тября – 2 ноября 2018 г. Мурманск, 2018. С. 106–107, библи. 6.

Приведены результаты расчётов времени начала деградации многолетнемёрзлых пород по региональной модели изменения климата.

241. *Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Облогов Г.Е., Семенов П.Б., Ваништейн Б.Г., Ривкина Е.М.* Метан в подземных льдах и мёрзлых отложениях на побережье и шельфе Карского моря // *Лёд и Снег*. 2018. Т. 58. № 1. С. 65–77, библи. 43.

В трёх береговых разрезах и одной точке на шельфе исследованы состав и свойства подземных льдов и мёрзлых отложений.

242. *Харитонов В.В., Савин Р.А., Дешевых Г.А., Сейфулин Д.Э.* Технология исследования льда методом термобурения в инженерных изысканиях на шельфе // *Перспективы развития инженерных изысканий в строительстве в Российской Федерации. Материалы докладов 14-й общерос. конф. изыскат. организаций*. Москва, 11–14 декабря 2018 г. М., 2018. С. 556–562, библи. 3.

Описание установок для термобурения и водяного резания морского льда

243. *Цибизов Л.В., Есин Е.И., Григорьевская А.В., Сосновцев К.А.* Магнитометрия и георадиолокация в применении к картированию полигонально-жильных льдов едомного комплекса // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2018. Т. 64. № 4. С. 427–438, библи. 26.

Сравнение применимости двух методов для картирования на примере небольшого участка на о. Курунгах в устье Лены.

244. *Чижова Ю.Н., Васильчук Ю.К.* Изотопная индикация условий образования ледяных ядер булгунных (пинго) // *Лёд и Снег*. 2018. Т. 58. № 4. С. 507–523, библи. 22.

Изучен изотопный состав ледяных ядер одного булгунья на Тазовском полуострове и двух – на Аляске.

9. ЛЕДНИКИ И ЛЕДНИКОВЫЕ ПОКРОВЫ

245. *Ананичева М.Д.* Изменения высоты границы питания ледниковых систем на Северо-Востоке Сибири в конце XX – начале XXI века // *Криосфера Земли*. 2018. Т. 22. № 6. С. 55–63, библи. 16.

Показан рост высоты границы питания ледников с 1930 по 2012 г.

246. *Аристов К.А., Тутубалина О.В., Черноморец С.С.* Сравнительное картографирование многостадийных гляциальных потоков // *Геориск*. 2018. Т. 12. № 4. С. 66–75, библи. 14.

Показаны возможности сравнительно-картографич. анализа Уаскаранской (Перу) и Геналдонской (Центр. Кавказ) ледниковых катастроф.

247. *Банцев Д.В., Ганюшкин Д.А., Чистяков К.В., Екайкин А.А., Токарев И.В., Волков И.В.* Особенности

формирования ледникового стока на северном макросклоне массива Табын-Богдо-Ола по изотопным данным // *Лёд и Снег*. 2018. Т. 58. № 3. С. 333–342, библи. 17.

По изотопному разделению выявлены отличия в снежном и ледяном стоке, отмечена возможная связь между морфологич. типом ледников и долей в их стоке талых снежных вод.

248. *Бергер М.Г.* Об уникальности случая с ледником Колка // *Геология и геофизика Юга России*. 2018. № 1. С. 93–108, библи. 23.

Обсуждаются генетич. и прогностич. вопросы, связ. с процессами восстановления ледника в ложе прошлого ледника Колка после его схода 20 сентября 2002 г.

249. *Бергер М.Г.* О времени возможного проявления следующей катастрофической пульсации ледника Колка // *Геология и геофизика Юга России*. 2018. № 1. С. 17–33, библи. 30.

Показана роль эндогенных глубинных поствулканич. процессов в катастрофич. пульсациях ледника.

250. *Бергер М.Г.* О противоречивости и необоснованности гляциологических представлений о катастрофической пульсации ледника Колка, её причинах и аналогах // *Геология и геофизика Юга России*. 2018. № 2. С. 83–90, библи. 20.

Критика последних работ и представлений гляциологов о катастрофич. подвижке ледника Колка в 2002 г., оставленных ей следах, её причинах, механизмах и аналогах.

251. *Бушуева И.С., Глазовский А.Ф., Носенко Г.А.* Развитие подвижки в западной части ледникового купола Вавилова на Северной Земле в 1963–2017 гг. // *Лёд и Снег*. 2018. Т. 58. № 3. С. 293–306, библи. 16.

Охарактеризовано наступание ледниковой лопасти, выдвинувшейся на 11,7 км, увеличившей свою площадь на 134,1 км², а объём не менее чем на 4 км³ и начавшей продуцировать айсберги.

252. *Васильчук Ю.К., Чижова Ю.Н., Буданцева Е.А., Васильчук А.К., Облогов Г.Е.* Изотопный состав снежников и ледников Полярного Урала // *Вестн. МГУ. Сер. 5. География*. 2018. № 1. С. 81–89, библи. 15.

Исследован изотопный состав двух ледников, прослежены изменения первоначальных изотопных характеристик при льдообразовании.

253. *Верес А.Н., Екайкин А.А., Владимиров Д.О., Казачек А.В., Липенков В.Я., Скакун А.А.* Климатическая изменчивость в эпоху МИС-11 (370–440 тыс. лет назад) по данным изотопного состава (δD , $\delta^{18}O$, $\delta^{17}O$) ледяного ядра станции Восток // *Лёд и Снег*. 2018. Т. 58. № 2. С. 149–158, библи. 24.

Выявлено уменьшение температуры воздуха на 6–8 °С 430 тыс. л.н., её увеличение на 4–5 °С 410 тыс. л.н., а также уменьшение на 2–4 °С 370–390 тыс. л.н. по сравнению с современной.

254. *Вилесов Е.Н.* Изменение размеров и состояния ледников Казахстана за 60 лет (1955–2015 гг.) // *Лёд и Снег*. 2018. Т. 58. № 2. С. 159–170, библи. 13.

На основе сравнения материалов Каталога ледников СССР с более поздними определениями охарактеризованы темпы сокращения оледенения на протяжении 60 лет.

255. *Екайкин А.А., Липенков В.Я., Туркеев А.В.* Две тысячи лет климатической истории Центральной Антарктиды по данным фирновых отложений в районе станции Восток // Российские полярные исследования. 2018. № 2. С. 14–16.

Предложена методика измерения электропроводности по плоскому срезу керна для детальной реконструкции изменений климата региона за последние 2000 лет.

256. *Захаров А.А., Соловей В.А.* Подготовка к научным исследованиям подледникового озера Восток // Препринт ПИЯ + НИИ «Курчатовский институт» № 3026. 2018. С. 1–13, библи. 17.

Перечислены первоочередные задачи научных исследований подледникового озера Восток в Антарктиде.

257. *Захаров А.А., Соловей В.А.* Проблемы изучения антарктического озера Восток через ледовую скважину // Вестн. Междунар. академии холода. 2018. № 4. С. 3–9, библи. 5.

Рассмотрена технология, основ. на использовании силиконовой жидкости, отвечающей экологич. требованиям, что позволяет приступить к изучению водной среды озера Восток.

258. *Иванов Е.Н.* Современные методы наземного изучения горных ледников юга Восточной Сибири // Изв. Иркутского гос. ун-та. Сер. «Науки о Земле». 2018. Т. 25. С. 54–65, библи. 11.

Предложена методика сбора и обработки пространств. и климатич. данных на районы юга Вост. Сибири, имеющие совр. оледенение: горные хребты Прибайкалья, Кодар, Байкальский и Баргузинский хребты, Вост. Саян.

259. *Ильин Г.В., Усягина И.С., Валуцкая Д.А.* Влияние ледников на радиоэкологическое состояние морской среды во фьордах Шпицбергена // Комплексные исследования природы Шпицбергена и прилегающего шельфа. Тез. докладов 14-й Всерос. науч. конф. с междунар. участием. Мурманск, 30 сентября – 2 ноября 2018 г. Мурманск, 2018. С. 46–47.

По данным измерений в конце 2015 г. в системе заливов Исфьорда сделан вывод о значит. роли стока с ледников в образовании зон импактного загрязнения.

260. *Капица В.П., Усманова З.С., Северский И.В., Благовещенский В.П., Касаткин Н.Е., Шахгеданова М.В.* Ледниковые озера Иле (Зайлийского) Алатау: состояние, современные изменения, вероятные риски // Геориск. 2018. Т. 12. № 3. С. 69–78, библи. 25.

Из 15 исслед. озёр выявлено 17 наиболее селеопасных, и определены вероятные расходы в случае их прорыва.

261. *Кидяева В.М., Петраков Д.А., Крыленко И.Н., Алейников А.А., Штоффел М., Граф К.* Опыт моделирования прорыва Башкаринских озёр // Геориск. 2018. Т. 12. № 2. С. 38–47, библи. 23.

Обсуждаются результаты двумерного математич. моделирования параметров прорывного потока 1 сентября 2017 г. из приледникового озера на Центр. Кавказе.

262. *Коновалов В.Г., Рудаков В.А.* Гидрологический режим ледников в бассейнах рек Северного Кавказа и Алтая // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 1. С. 21–40, библи. 13.

По результатам анализа сокращения площади ледников и на основе разработки и использования комплекса региональных расчётных формул получена величина изменения объёма ледникового стока в среднем за 1976–2005 гг. по сравнению с периодом 1946–1975 гг.

263. *Корейша М.М.* Ледники // Природные опасности России. Т. 4. Геокриологические опасности. М.: Издат. фирма «Крук», 2000. С. 116–124, библи. с. 309–315.

Описание случаев динамич. неустойчивости ледников как причины их реальной опасности.

264. *Котляков В.М., Муравьев А.Я., Никитин С.А., Носенко Г.А., Роттаева О.В., Хромова Т.Е., Чернова Л.П.* Возрождение и наступания ледников в период потепления // ДАН. 2018. Т. 481. № 6. С. 680–685, библи. 13.

Показано, что в период соврем. потепления, продолжающегося более 150 лет, существуют ледники, увеличивающие свои размеры.

265. *Котляков В.М., Чернова Л.П., Хромова Т.Е., Муравьев А.Я., Качалин А.Б., Тюфлин А.С.* Уникальные циклические пульсации ледника Медвежий // ДАН. 2018. Т. 483. № 5. С. 547–552, библи. 15.

Показано преобладание влияния на ледниковые пульсации климатич. факторов над внутренними (особенности деформации льда), и сделан вывод об уникальности режима пульсаций ледника Медвежий, связ. со строением его ложа.

266. *Липенков В.Я.* Закономерности формирования системы включений воздуха в рекристаллизационном льду // Криосфера Земли. 2018. Т. 22. № 2. С. 16–28, библи. 50.

На основе анализа образцов из 22 буровых скважин в Антарктиде и Гренландии предложена модель использования данных о размере и количестве газовых пузырьков во льду для уточнения реконструкций прошлых изменений климата.

267. *Липенков В.Я.* Поиски и исследования древнейшего льда Земли // Российские полярные исследования. 2018. № 2. С. 16–18.

Охарактеризованы состояние и перспективы изучения керна со станции Восток в Антарктиде в горизонте льда, отлож. 0,8–1,3 млн лет назад.

268. *Липенков В.Я., Екайкин А.А.* В поисках древнейшего льда Антарктиды // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 2. С. 255–260, библи. 13.

Приведены предварит. результаты работ на станции Восток в 63-й Российской антарктич. экспедиции, подтверждающие, что возраст льда в уже получ. на станции керне превышает 1 млн лет.

269. *Мавлюдов Б.Р., Кудиков А.В.* Изменение ледника Альдегонда сначала XX века // Комплексные исследования природы Шпицбергена и прилегающего шельфа. Тез. докладов 14-й Всерос. науч.

- конф. с междунар. участием. Мурманск, 30 сентября – 2 ноября 2018 г. Мурманск, 2018. С. 72–73, библи. 2.
- Охарактеризованы этапы отступления фронта (от 10 до 40 м/год), резкое сокращение площади в конце XX в., сделано предположение о пульсации ледника в 1909–1911 гг.
270. *Михайлов А.Ю., Ананичева М.Д.* Оценка эволюции ледниковых систем Северо-Востока России по данным регулярного метеорологического архива // *Лёд и Снег*. 2018. Т. 58. № 3. С. 322–332, библи. 12.
- По связи между твёрдыми осадками и аккумуляцией для 10 ледниковых систем вычислены межгодовые ряды изменения высоты границы питания за 1949–2014 гг. и их линейные тренды для прогноза этого параметра.
271. *Михаленко В.Н.* Тропические ледники сегодня // *Лёд и Снег*. 2018. Т. 58. № 1. С. 135–138, библи. 9.
- Об ускорении сокращения ледников в Африке, Новой Гвинее и Венесуэле в конце XX – начале XXI вв.
272. *Невечеря А.П., Рыбак О.О.* Параметризация суточных амплитуд приземной температуры воздуха в Гренландии для применения в массбалансовых расчётах // *Криосфера Земли*. 2018. Т. 22. № 4. С. 31–41, библи. 11.
- Предложен метод построения аппроксимирующих уравнений суточных амплитуд приземной температуры воздуха и их среднеквадратич. отклонений.
273. *Паромов В.В., Нарожный Ю.К., Шантыкова Л.Н.* Оценка современной динамики и прогноз гляциологических характеристик ледника Малый Актру (Центральный Алтай) // *Лёд и Снег*. 2018. Т. 58. № 2. С. 171–182, библи. 26.
- На основе анализа соврем. изменений температуры и осадков на территории Горного Алтая и масс-балансовых характеристик ледника Малый Актру дан прогноз величин суммарной аккумуляции, абляции и годового баланса массы ледника на период 2021–2030 гг.
274. *Петраков В.А., Аристов К.А., Алейников А.А., Бойко Е.О., Дробышев В.Н., Коваленко Н.В., Тутубалина О.В., Черноморец С.С.* Быстрое восстановление ледника Колка (Кавказ) после гляциальной катастрофы 2002 года // *Криосфера Земли*. 2018. Т. 22. № 1. С. 58–71, библи. 42.
- По результатам полевых наблюдений 2002–2016 гг., топографич. съёмки 2002–2004, 2009 и 2014 гг., анализа цифровых моделей рельефа на основе снимков Terra ASTER 2002 и 2004 г., SPOT-6 2014 г. оценены темпы восстановления ледника и разрушения ледяного завала в Кармадонской котловине.
275. *Попов С.В., Боронина А.С., Григорьева С.Д., Суханова А.А., Дешевых Г.А.* Гидрологические, гляцио-геофизические и геодезические инженерные изыскания в восточной части полуострова Брокнес (Восточная Антарктида, район станции Прогресс) в сезон 63-й РАЭ // *Российские полярные исследования*. 2018. № 12. С. 24–26.
- О подледниковых паводках, вызывающих грандиозные провалы поверхности ледника в непосредств. близости от станции Прогресс.
276. *Попов С.В., Боронина А.С., Пряхина Г.В., Григорьева С.Д., Суханова А.А., Тюрин С.В.* Прорывы ледниковых и подледниковых озёр в районе холмов Ларсемана (Восточная Антарктида) в 2017–2018 гг. // *Геориск*. 2018. Т. 12. № 3. С. 56–67, библи. 40.
- Результаты исследований хорошо развитой гидрографич. сети, состоящей из мелководных водоёмов, для которых характерны прорывы вод в районе станции Прогресс на Земле Принцессы Елизаветы.
277. *Поповнин В.В., Сергеевская Я.Е.* Об обратной связи лавинного питания с аккумуляцией ледника // *Лёд и Снег*. 2018. Т. 58. № 4. С. 437–447, библи. 16.
- На основе полевых измерений и вычислений по оригинальной методике рассчитана доля лавинного питания ледника Джанкуат (Центр. Кавказ) за 1991–2008 гг.
278. *Резепкин А.А., Поповнин В.В.* О влиянии поверхностной морены на состояние ледника Джанкуат (Центральный Кавказ) к 2025 г. // *Лёд и Снег*. 2018. Т. 58. № 3. С. 307–321, библи. 35.
- Показано, что поверхностная морена играет в эволюции ледника роль, соизмеримую с климатич. фактором.
279. *Рыбак О.О., Володин Е.М., Морозова П.А.* Часть 2. Реакция Гренландского ледникового щита на климатические изменения // *Метеорология и гидрология*. 2018. № 6. С. 33–40, библи. 23.
- Показаны причины отрицат. баланса массы ледникового щита 126–121 тыс. лет назад.
280. *Рыбак О.О., Володин Е.М., Морозова П.А., Хебрехтс Ф.* Равновесное состояние Гренландского ледникового щита в модели земной системы // *Метеорология и гидрология*. 2018. № 2. С. 5–16, библи. 26.
- Подтверждено, что модель земной системы, в которую в интерактивном асинхронном режиме включён Гренландский ледниковый щит, генерирует стационарный климат, а время адаптации к нему ледникового щита до достижения им равновесного состояния составляет около 20 тыс. модельных лет.
281. *Рыбак О.О., Рыбак Е.А., Корнева И.А., Морозова П.А., Поповнин И.В.* Равновесные конфигурации ледника Джанкуат в разных климатических условиях // *Системы контроля окруж. среды*. 2018. № 4. С. 102–109, библи. 26.
- Исследуются площадь, объём и толщина льда ледника Джанкуат при изменении двух переменных – температуры воздуха и осадков; в ходе числ. экспериментов длительностью 150 модельных лет получены равновесные конфигурации ледника.
282. *Сейнова И.Б., Черноморец С.С., Докукин М.Д., Петраков Д.А., Савернюк Е.А., Лукашов А.А., Белоусова Е.А.* Формирование водного стока экстремального лахара при пароксизмальном извержении вулкана Ключевской в 1945 году // *Криосфера Земли*. 2018. Т. 22. № 3. С. 72–82, библи. 30.

Показано воздействие извержений Ключевской сопки 1925, 1945, 1987, 2005 и 2007 гг. на лежащие на ней ледники.

283. *Соломина О.Н., Бушуева И.С., Полумиева П.Д., Долгова Е.А., Докукин М.Д.* История ледника Дугуз-Орун по биоиндикационным, историческим, картографическим источникам и данным дистанционного зондирования // *Лёд и Снег*. 2018. Т. 58. № 4. С. 448–461, библиограф. 26.

Описание следов наступаний 1970–2000 гг., а также 100, 200 и 350 лет назад ледника на правобережье р. Баксан (Центр. Кавказ).

284. *Торопов П.А., Шестакова А.А., Смирнов А.М., Поповнин В.В.* Оценка компонентов теплового баланса ледника Джанкуат (Центральный Кавказ) в период абляции в 2007–2015 годах // *Криосфера Земли*. 2018. Т. 22. № 4. С. 42–54, библиограф. 27.

Выполнена оценка временной изменчивости основных компонентов теплового баланса и вклада разных факторов в формирование слоя стаивания: радиационного баланса на уровне 50–80% и турбулентного теплообмена – 20–40%.

285. *Федоров В.М.* Прогноз изменения баланса массы льда в ледниковых районах Северного полушария // *Криосфера Земли*. 2018. Т. 22. № 4. С. 55–64, библиограф. 41.

Обнаружена высокая корреляция суммарного баланса массы льда, рассчит. для ледника, среднего по ледниковому району, с инсоляц. поверхностью (отрицательная) и с изменением угла наклона оси вращения Земли (положительная).

286. *Федоров В.М., Залиханов А.М.* Анализ изменения ледовых ресурсов Центрального Кавказа // *Тр. Карадагской науч. станции им. Т.И. Вяземского – прир. заповедника РАН*. 2018. № 3 (7). С. 68–83, библиограф. 58.

Проведено сравнение значений суммарного баланса массы ледника Джанкуат с рассчит. значениями солнечной радиации, приходящей на верхнюю границу атмосферы за год в Сев. полушарии, и на этой основе рассчитан суммарный баланс массы указ. ледника за период с 1850 по 20150 г.

287. *Хромова Т.Е., Чернова Л.П.* Ледниковая эрозия – современная угроза при освоении горных территорий // *Пленум Геоморфол. комиссии РАН. Материалы Всерос. науч.-практич. конф. с междунар. участием «Геоморфология – наука XXI века», посвящ. 100-летию Института географии РАН, 60-летию Геоморфол. комиссии РАН, 30-летию Ассоциации геоморфологов России*. Барнаул, 24–28 сентября 2018 г. Барнаул, 2018. С. 383–387, библиограф. 7.

Показана опасность ледниковой эрозии при освоении горных территорий.

288. *Чернов Р.А., Муравьев А.Я.* О деградации горных ледников в бассейне залива Грэн-фьорд (Западный Шпицберген) // *Комплексные исследования природы Шпицбергена и прилегающего шельфа*. Тез. докладов 14-й Всерос. науч. конф. с междунар. участием. Мурманск, 30 сентября – 2 ноября 2018 г. Мурманск, 2018. С. 116–117, библиограф. 3.

Показана динамика восьми ледников с 1936 по 2017 г., площадь которых сократилась за это время от 49 до 75%.

289. *Чернов Р.А., Муравьев А.Я.* Современные изменения площади ледников западной части Земли Норденшельда (архипелаг Шпицберген) // *Лёд и Снег*. 2018. Т. 58. № 4. С. 462–472, библиограф. 25.

Показаны темпы сокращения площади ледников за последние 80 лет.

290. *Чернова Л.П.* Связь ледниковой эрозии со стоком льда ледников // *Пленум Геоморфол. комиссии РАН. Материалы Всерос. науч.-практич. конф. с междунар. участием «Геоморфология – наука XXI века», посвящ. 100-летию Института географии РАН, 60-летию Геоморфол. комиссии РАН, 30-летию Ассоциации геоморфологов России*. Барнаул, 24–28 сентября 2018 г. Барнаул, 2018. С. 388–393, библиограф. 7.

Показаны разнообразие климатич. условий существования соврем. ледников, а также зависимость интенсивности ледниковой эрозии от стока льда ледников.

291. *Черноморец С.С., Петраков Д.А., Алейников А.А., Беккиев М.Ю., Висхаджиева К.С., Докукин М.Д., Козлов Р.Х., Кидяева В.М., Крыленко В.В., Крыленко И.В., Крыленко И.Н., Рец Е.П., Севернюк Е.А., Смирнов А.М.* Прорыв озера Башкара (Центральный Кавказ, Россия) 1 сентября 2017 года // *Криосфера Земли*. 2018. Т. 22. № 2. С. 70–80, библиограф. 14.

По результатам исследований даны рекомендации по проведению мероприятий для предупреждения чрезвычайных ситуаций, опасность возникновения которых сохраняется.

10. ПАЛЕОГЛЯЦИОЛОГИЯ

292. *Анри О., Безрукова Е.В., Тетенькин А.В., Кузьмин М.И.* Новые данные к реконструкции растительности и климата в Байкало-Патомском нагорье (Восточная Сибирь) в максимум последнего оледенения – раннем голоцене // *ДАН*. 2018. Т. 478. № 5. С. 584–587, библиограф. 14.

Получены новые данные о приледниковой растительности региона 19–10 тыс. лет назад

293. *Барышников Г.Я., Панин А.В.* Новые данные о возрасте ледниковых образований Прителечье Горного Алтая // *Пленум Геоморфол. комиссии РАН. Материалы Всерос. науч.-практич. конф. с междунар. участием «Геоморфология – наука XXI века», посвящ. 100-летию Института географии РАН, 60-летию Геоморфол. комиссии РАН, 30-летию Ассоциации геоморфологов России*. Барнаул, 24–28 сентября 2018 г. Барнаул, 2018. С. 41–46, библиограф. 6.

Приведены новые данные о времени существования ледников в районе Телецкого озера в Горном Алтае.

294. *Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Васильчук А.К., Маслаков А.А., Чижова Ю.Н.* Изотопно-кислородный состав голоценовых подземных льдов Вос-

- точной Чукотки // ДАН. 2018. Т. 480. № 4. С. 474–479, библи. 9.
- Получены результаты, свидетельствующие о незначит. изменчивости климатич. зимних условий в позднем голоцене.
295. *Евзеров В.Я.* Влияние широтной климатической зональности на деградацию поздневалдайского (поздневислинского) оледенения на примере краевых образований территорий Финляндии и Карело-Кольского региона // Вестн. Мурманского гос. технич. ун-та. 2018. Т. 21. № 1. С. 18–25, библи. 27.
- Установлена, что гряда Кейва-2, развитая в вост. части Кольского полуострова, не является краевым образованием Понойского ледникового щита.
296. *Рыбак О.О., Володин Е.М., Морозова П.А.* Реконструкция климата эемского межледниковья с помощью модели земной системы. Часть 1 // Метеорология и гидрология. 2018. № 6. С. 20–32, библи. 38.
- Имитировалась эволюция климата в соответствии с изменением орбитальных параметров планеты.
297. *Черных Е.Н.* Культуры Номо: узловые сюжеты миллионолетней истории в ледовых тисках плейстоцена // Природа. 2018. № 4 (1232). С. 47–62, библи. 32.
- Рассматривается история развития человека на фоне чередования ледниковых и межледниковых эпох плейстоцена.

Именной указатель

- | | | |
|------------------------------|------------------------------|--|
| А верьянова Е.А. 145 | Баранская А.В. 187 | Валуйская Д.А. 259 |
| Аветисов Г.В. 2 | Барышников Г.Я. 293 | Ванштейн Б.Г. 241 |
| Агафонова С.А. 205, 222 | Бегунов Д.А. 40 | Вартанов А.Н. 43 |
| Адильбаева Т.Е. 33 | Бегунова Л.А. 40 | Василевич И.И. 46 |
| Акифьева Д.И. 64 | Беднова О.В. 119 | Василенко А.Н. 209 |
| Аксенов П.В. 146 | Бедрина Д.Д. 70 | Василенко Е.В. 149 |
| Акуличев В.А. 148 | Безгрешнов А.М. 168 | Васильев А.А. 241 |
| Алейников А.А. 261, 274, 291 | Безрукова Е.В. 292 | Васильчук А.К. 225, 226, 252, 294 |
| Алексеев С.В. 223 | Беккиев М.Ю. 126, 291 | Васильчук Ю.К. 225, 226, 244, 252, 294 |
| Алексеева Л.П. 223 | Белоусова Е.А. 282 | Вафакхах М. 47 |
| Алексеева О.И. 4 | Белошейкина А. 41 | Верес А.Н. 253 |
| Алешин И.М. 206 | Белых Л.И. 42, 120 | Ветров В.А. 48 |
| Аликина Е.Н. 100 | Беляков В.В. 80 | Викилина М.А. 125 |
| Амиргалиев Н.А. 34, 35 | Бенедиктова А.И. 43 | Вилесов Е.Н. 254 |
| Ананин А.А. 36 | Бергер М.Г. 248–250 | Вилков Г.И. 151 |
| Ананина Т.Л. 36, 37 | Бережная Т.В. 6 | Виноградова В.В. 10 |
| Ананичева М.Д. 245, 270 | Береснев А.А. 64 | Висхаджиева К.С. 291 |
| Андреев М.П. 18 | Беспалов М.С. 71 | Владимирова Д.О. 253 |
| Андреев О.М. 147 | Благовещенский В.П. 260 | Влахова А.В. 227 |
| Андреев Ю.Б. 138 | Боброва Д.А. 11, 124, 133 | Волков И.В. 247 |
| Андреева Д.В. 216 | Богатырев Л.Г. 43 | Волкова В.В. 50 |
| Анисимов О.А. 115 | Богаченко Е.М. 126, 138 | Вологина Е.Г. 148 |
| Анри О. 292 | Богородский П.В. 152–154 | Володин Е.М. 26, 279, 280, 296 |
| Антипов Н.Н. 5 | Бойко Е.О. 274 | Володькина А.А. 39 |
| Аристов К.А. 246, 274 | Бордонский Г.С. 155 | Воронцова А.А. 64 |
| Архипов В.В. 187 | Бородин Е.В. 156 | Вязигина Н.А. 196 |
| Асмус В.В. 149 | Бородкин В.А. 8, 7, 27, 157 | Г аврилов Ю.Г. 178 |
| Астахов А.С. 148 | Боронина А.С. 275, 276 | Гагарин В.И. 161 |
| Афанасенко В.Е. 224 | Босин А.А. 148 | Галимова Р.Г. 49 |
| Афанасьева А.В. 162 | Бресткин С.В. 178 | Галямова Д.А. 50 |
| Ашабоков Б.А. 38 | Буданцева Е.А. 252 | Ганюшкин Д.А. 247 |
| Б абич В.В. 148 | Буданцева Н.А. 225, 226, 294 | Гасаева А.Ю. 40 |
| Багрянцев Н.В. 5 | Бузин И.В. 176 | Генсиоровский Ю.В. 11, 51–53, 61, 128 |
| Бадю Ю.Б. 233 | Букатов А.Е. 158 | Георгиади А.Г. 67 |
| Байдин А.В. 183 | Букин Ю.С. 119, 121, 122 | Георгиевский Д.В. 210 |
| Бакарасова Т.В. 123 | Булдович С.Н. 224 | Георгиевский М.В. 210 |
| Баклагин В.Н. 150, 207, 208 | Бурнашева М.П. 28 | Глазовская Т.Г. 139 |
| Балакин Р.А. 151 | Бушуева И.С. 251, 283 | Глазовский А.Ф. 72, 251 |
| Балдаков Н.А. 102 | Быков А.С. 64 | Говоркова В.А. 183 |
| Банцев Д.В. 247 | Бычкова В.И. 44, 45 | Голованов О.Ф. 210 |
| Барабанова Е.А. 67 | Бычкова И.А. 159 | Головин Н.В. 176 |
| Баранов А.Н. 39, 118, 122 | В акульская Н.М. 190 | Головин П.Н. 170 |

- Голубев А.Д. 6
 Голубев В.Н. 227
 Голубева Е.М. 216
 Голубева Е.Н. 22
 Гончаров К.О. 80
 Горбунов А.П. 228, 229
 Горошкова Н.И. 210
 Граф К. 261
 Гребенец В.И. 233
 Гребенников П.Б. 65, 197
 Григорьевская А.В. 243
 Григорьева С.Д. 275, 276
 Грицук И.И. 55, 83
 Грицун А.С. 26
 Грубый А.С. 152
 Гудошников Ю.П. 173, 176
 Гурулев А.А. 155
Давыдов В.А. 64
 Дагуров П.Н. 54
 Данилов А.И. 5, 179
 Данилов И.Д. 160, 230
 Дарьин А.В. 148
 Демидов А.Б. 161
 Демин В.В. 43
 Демчев Д.М. 162
 Дешевых Г.А. 242, 275
 Дианский Н.А. 163
 Дмитриев А.В. 54
 Добрынин С.И. 54
 Докукин М.Д. 126, 282, 283, 291
 Долгов С.В. 67
 Долгова Е.А. 283
 Долгополова Е.Н. 55, 83
 Дробышев В.Н. 274
 Дубина В.А. 190
 Думанская И.О. 164
Евзеров В.Я. 295
 Егочина В.И. 231
 Екайкин А.А. 247, 253, 255, 268
 Елисеев А.В. 200, 236
 Епифанов В.П. 56
 Есин Е.И. 243
 Ефимов Я.О. 173
 Ефремов Ю.В. 57, 127
 Ефремова Т.А. 219
Жамбалова Д.И. 58
 Железняк М.Н. 228
 Живетьев М.А. 73, 118, 119
 Животовская М.А. 165
 Жилин Н.И. 43
 Жируев С.П. 11, 61, 128
 Жумалипов А.Р. 107, 108
Заболотских Е.В. 165
 Завьялов Д.Д. 158
 Залиханов А.М. 286
 Замарин Г.А. 176
 Замятина Э.В. 55
 Занегин В.Г. 29
 Зароченцев Г.А. 44
 Зятягалова В.В. 149
 Захаров А.А. 256, 257
 Захаров А.И. 54
 Захваткина И.Ю. 165
 Зеге Э.П. 166
 Зеленчук А.В. 9
 Земсков Ф.И. 43
 Зимницкий А.В. 57
 Зиневич Ю.Н. 123
 Золотокрылин А.Н. 10
 Зыков Я.В. 64
 Зырянов В.Н. 211, 212
Иванов А.А. 185
 Иванов А.В. 167
 Иванов Б.В. 168
 Иванов В.В. 146, 169–172, 203
 Иванов Е.Н. 258
 Иванова Л.Д. 232
 Иванова Н.П. 149
 Иванченко Н.Л. 70
 Игнатов Р.Ю. 44
 Ильин Г.В. 259
 Ионов Д.Н. 83
 Исмуханова Л.Т. 35
 Истомина Е.А. 59
 Истомина Л. 166
Кзаков Н.А. 11, 53, 60, 61, 128–130, 134
 Казакова Е.Н. 11, 62, 75, 131–135
 Казарцева О.С. 105, 106
 Казачек А.В. 253
 Калашников А.В. 179
 Калинин В.Г. 213
 Калининчева З.О. 64
 Калов Р.Х. 126
 Калугин И.А. 148
 Капица В.П. 260
 Карпухин М.М. 43
 Касаткин Н.Е. 260
 Катцов В.М. 183
 Кацев И.Л. 166
 Качалин А.Б. 265
 Кашкевич М.П. 191
 Кашутина Е.А. 67
 Кешева Л.А. 38
 Кибанова О.В. 200
 Кидяева В.М. 261, 291
 Кизяков А.И. 233
 Ким В.И. 217
 Ким Л.В. 29
 Киреева М.Б. 222
 Кириллова Н.П. 43
 Китаев Л.М. 63
 Клепиков А.В. 5
 Ключев П.В. 214
 Ковалев С.М. 8, 27, 147, 157, 173
 Коваленко Н.В. 274
 Козлов А.В. 64
 Козлов Д.В. 215
 Козлов Р.Х. 291
 Козулин В.М. 37
 Кокин О.В. 187
 Колабутин И.В. 27
 Колюбакин А.А. 185
 Комаров А.Ю. 65, 139
 Кондратьева Л.М. 12, 216
 Коновалов В.Г. 262
 Кононов И.А. 11, 66
 Копейкин В.В. 113
 Копосов Г.Д. 231
 Корейша М.М. 263
 Корнева И.А. 281
 Корнишин К.А. 173
 Коробов П.В. 174
 Коронкевич Н.И. 67
 Костяной А.Г. 211, 212
 Котляков В.М. 13, 14, 68, 264, 265
 Котова Е.И. 69, 70
 Кошелева А.Е. 70
 Крайнева М.В. 22
 Краснопеев М.Ю. 119
 Крашенинникова М.А. 175
 Крашенинникова С.Б. 175
 Крицук Л.Н. 234
 Кроовотынцев В.А. 149
 Крупина Н.А. 15
 Крыленко В.В. 291
 Крыленко И.В. 291
 Крыленко И.Н. 138, 261, 291
 Крыленков В.А. 9
 Крылов С.Д. 155
 Кубышкин Н.В. 176
 Кудиков А.В. 269
 Кудишин А.В. 102
 Кузнецов В.Л. 191
 Кузовкин В.В. 48, 71, 81
 Кузьмин М.И. 292
 Кулешов С.Л. 215
 Кумукова О.А. 140
 Кураев А.В. 211, 212
 Курбатова М.М. 44
 Курчатова А.В. 235
 Кусков В.Ю. 152
 Куссе-Тюз Н.А. 153
 Кутузов С.С. 72
 Кушеверский И.А. 8
 Кюль Е.В. 136
Лаврентьев И.И. 72
 Ладонин Д.В. 43
 Лазарев А.В. 141
 Лазарюк А.Ю. 201
 Ланько А.В. 73
 Лебедев С.А. 214
 Леонов И.И. 30
 Липенков В.Я. 253, 255, 266–268
 Липилин Д.А. 57
 Лисицын А. 21
 Литав В.В. 97
 Литвиненко В.В. 104

- Лихоманов В.А. 15
 Лобанов В.А. 177
 Лобкина В.А. 11, 62, 74–76, 85, 135
 Ловицкая О.В. 102
 Лубенец Л.Ф. 77, 78
 Лукашов А.А. 282
 Лукин В.В. 16, 17
 Лю Я. 148
 Лямзин М.О. 178
Мавлюдов Б.Р. 18, 269
 Магаев А.А. 204
 Магрицкий Д.В. 222
 Мадиеков А.С. 34, 35, 107, 108
 Макаров В.Н. 79, 82
 Макаров В.С. 80
 Макаров Е.И. 173, 178
 Макеев В.М. 225
 Максимов А.А. 149
 Макштас А.П. 152
 Малахова В.В. 22, 236
 Малинка А.В. 166
 Малыгин И.В. 206
 Малыгина Н.С. 87, 116
 Манзон Д.А. 48
 Манзон Д.А. 71, 81
 Маркова С.А. 79, 82
 Марченко А.В. 154, 163
 Марченко Е.С. 141
 Марченко Н.А. 180
 Маслаков А.А. 225, 226, 294
 Масликова О.Я. 55
 Матвеев Д.В. 217
 Матишов Г.Г. 181, 182
 Махинов А.Н. 217
 Мачерет Ю.Я. 72
 Машкова О.Я. 83
 Мелешко В.П. 183
 Мельников И.А. 184
 Микова К.Д. 213
 Милюкова И.П. 67
 Мирвис В.М. 183
 Миронов Е.У. 173, 196
 Миронов С.Г. 185
 Миронова Ю.И. 64
 Михайлов А.Ю. 270
 Михаленко В.Н. 271
 Монько Н.А. 179
 Морозов Е.Г. 154
 Морозова П.А. 88, 279–281, 296
 Москалевский М.Ю. 19, 20
 Мохов И.И. 188, 200
 Музылев С.В. 186
 Музыченко А.А. 76, 84, 85
 Муравьев А.Я. 20, 264, 265, 288, 289
 Мухамедьянова Р.Р. 120
 Мызыченко А.А. 11
Навигатский А. 21
 Намятов А.А. 193
 Нарожный Ю.К. 273
 Науразбаева Ж.К. 177
 Невечеря А.П. 272
 Нерадовский Л.Г. 237
 Нестеров А.В. 173
 Никитин С.А. 264
 Николаева Л.В. 143
 Николаева О.П. 77
 Никулина Е.А. 86
 Носенко Г.А. 251, 264
 Нулбекова Р.А. 35
 Нысанбаева А.С. 107, 108
 Ньюбом А.А. 194
Облогов Г.Е. 241, 252
 Огнёв И.А. 39
 Огородов С.А. 187
 Окопный В.И. 128
 Орехова А.А. 64
 Орлов А.О. 155
 Осокин Н.И. 68, 72, 92–95, 111, 240
 Останин О.В. 87
 Охотина А.С. 59
Павлова Е.А. 203
 Павлова Н.А. 232
 Павлова Т.В. 183
 Панасенкова И.И. 163
 Панин А.В. 293
 Папина Т.С. 87, 116
 Парамзин А.С. 7
 Паромов В.В. 273
 Парфенова М.Р. 188
 Паршин Д.К. 78
 Паршина Л.Н. 6
 Петраков В.А. 274
 Петраков Д.А. 261, 282, 291
 Петрушина М.Н. 104
 Писарев О.В. 189
 Платов Г.А. 22
 Плотников В.В. 148, 190
 Пнюшков А.В. 154
 Повалишников Е.С. 222
 Полумиева П.Д. 283
 Полякова В.С. 210
 Попов А.В. 196
 Попов С.В. 191, 275, 276
 Попова В.В. 88
 Поповнин В.В. 277, 278, 284
 Поповнин И.В. 281
 Прихач А.С. 166
 Пряхин С.С. 191
 Пряхина Г.В. 276
Рахимов Р.Р. 49
 Резепкин А.А. 278
 Репина И.А. 171, 172
 Рец Е.П. 291
 Ржаницын Г.А. 227
 Ривкина Е.М. 241
 Рогов В.В. 235
 Рогозин А.Г. 218
 Розинкина И.А. 113
 Романов А.О. 187
 Романов Ю.А. 192
 Романова Н.А. 192
 Рототаева О.В. 264
 Рубинштейн К.Г. 45
 Рудаков В.А. 262
 Ружников В.А. 73, 119
 Рыбак Е.А. 281
 Рыбак О.О. 272, 279–281, 296
 Рыбальченко С.В. 11, 137
 Рыжов И.В. 153, 154
 Рябцев Ю.Н. 167
Сабылина А.В. 219
 Саватюгин Л.М. 23
 Савернюк Е.А. 126, 282
 Савин Р.А. 242
 Самсонова В.П. 43
 Свикунов И.А. 15
 Севернюк Е.А. 291
 Северский И.В. 260
 Северский Э.В. 228
 Сейнова И.Б. 138, 282
 Сейфулин Д.Э. 242
 Селиверстов Ю.Г. 65, 139
 Семенов В.А. 32
 Семенов Е.К. 30, 31
 Семенов П.Б. 241
 Семенова И.В. 227
 Семерюк И.А. 193
 Сергиевская Я.Е. 277
 Сидоренко Д.В. 26
 Скаун А.А. 253
 Скрыльник Г.П. 238
 Скутин А.А. 147, 176
 Смахтин В.П. 220
 Смирнов А.М. 284, 291
 Смирнов В.Г. 159
 Смирнов В.Н. 27, 194
 Смирнов К.Г. 195
 Смирнова М.М. 45
 Смоляницкий В.М. 168
 Соболева Е.Г. 118
 Соколихина Е.В. 30
 Соколихина Н.Н. 30, 31
 Соколов В.Т. 8
 Соколов И.А. 10
 Соколова Л.А. 152
 Сократов С.А. 65, 139
 Соловей В.А. 256, 257
 Соловьев Н.П. 140
 Соловьева Н.В. 140
 Соломатин В.И. 239
 Соломаха Т.А. 158
 Соломина О.Н. 283
 Сосновский А.В. 68, 72, 91–95, 240
 Сосновцев К.А. 243
 Сприн Г. 166
 Степченков С.К. 179
 Стрелецкая И.Д. 233, 241

- Суханова А.А. 275, 276
 Таловская А.В. 33, 41, 86, 96, 97, 114
 Тамбовский В.С. 202
 Тарасов П.А. 173
 Тас-оол Л.Х. 98, 112
 Татаринович Е.В. 31
 Ташилова А.А. 38
 Тентюков М.П. 99
 Тетенькин А.В. 292
 Тимохов Л.А. 196
 Титков С.Н. 229
 Титкова Т.Б. 32, 221
 Токарев И.В. 247
 Торопов П.А. 284
 Тренина И.С. 149
 Трефилова К.К. 100
 Туркеев А.В. 255
 Турчанинова А.С. 139, 141
 Тутубалина О.В. 246, 274
 Тюрин С.В. 276
 Тюфлин А.С. 265
 Тягунин А.В. 231
 Угрюмов Ю.В. 23
 Украинцев А.В. 101
 Усманова З.С. 260
 Усягина И.С. 259
 Ушаков М.В. 142
 Федоров В.М. 197, 285, 286
 Фёдорова И.В. 40
 Федосеев Н.Ф. 28
 Федосеева В.И. 28
 Феоктистова И.Г. 138
 Филимоненко Е.А. 96, 97
 Филимонов В.Ю. 102
 Фильчук К.В. 153, 154
 Фоломеев О.В. 178
 Фомин В.В. 163
 Фролов Д.М. 103, 104
 Фролова И.Л. 205
 Фролова Н.Л. 113, 222
 Хаджиев М.М. 126
 Харитонов В.В. 24, 198, 199, 242
 Харитонов В.С. 168
 Харламова Н.Ф. 105, 106
 Хебрехтс Ф. 280
 Хейкстер Г. 166
 Хмелева В.С. 162
 Хожаназаров Е.К. 123
 Хомушку Б.Г. 98, 112
 Хон В.Ч. 200
 Хотченков С.В. 7
 Хромова Т.Е. 25, 264, 265, 287
 Цибизов Л.В. 243
 Цуприк В.Г. 29
 Цыбанева Т.Б. 186
 Цыренжапов С.В. 155
 Чередниченко А.В. 107, 108
 Чередниченко Ал.В. 107, 108
 Чередниченко В.С. 107, 108
 Черенкова Е.А. 32
 Чернов А.В. 15
 Чернов Р.А. 46, 72, 109–111, 288, 289
 Чернова Л.П. 14, 264, 265, 287, 290
 Черноморец С.С. 246, 274, 282, 291
 Черноус П.А. 111
 Чернухин М.А. 118
 Чернухин М.В. 40
 Черных Д.В. 77, 78
 Черных Е.Н. 297
 Черняков Г.А. 72, 93–95
 Четырбоцкий А.Н. 201
 Чижова Ю.Н. 225, 226, 244, 252, 294
 Чимиторжиев Т.Н. 54
 Чистяков К.В. 247
 Чупикова С.А. 112
 Чурюлин Е.В. 113
 Чурюлина А.Г. 113
 Шантыкова Л.Н. 273
 Шапрон Б. 165
 Шаратунова М.В. 203
 Шахгеданова М.В. 260
 Шахова Т.С. 97, 114
 Шеберстов С.В. 161
 Шевченко Г.В. 202
 Шевчук С.С. 143
 Шепелев В.В. 4
 Шерстюков А.Б. 115
 Шестакова А.А. 284
 Ширшов А.В. 24
 Ширяева А.В. 88
 Шныпарков А.Л. 144
 Штоффел М. 261
 Шуляков Д.Ю. 57
 Шушлебин А.И. 157, 199
 Эйрих А. 116
 Эйрих А.Н. 87
 Эйрих С.С. 87
 Юлин А.В. 203
 Язиков Е.Г. 33, 41, 86
 Языков Е.Г. 96, 97, 114
 Яицкая Н.А. 204
 Яковлев Н.Г. 26
 Якушев Н.Л. 43
 Янчат Н.Н. 112
 Янченко А.М. 117–122
 Янченко Н.И. 39, 42, 73
 Яскина О.Л. 118
 Яшина Т.В. 87

Подписано в печать 28.04.2020 г. Дата выхода в свет 20.05.2020 г. Формат 60 × 88^{1/8} Цифровая печать
 Усл.печ.л. 19.0 Уч.-изд.л. 19.0 Бум.л. 10.0 Тираж 87 экз. Договорная цена Заказ 3107

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

Воспроизведено по заказу Российской академии наук
 в ООО «ИКЦ «АКАДЕМКНИГА», 109028 Москва, Подкопаевский пер., 5, мезонин 1, к. 2
 Оригинал-макет подготовлен в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки
 Институт географии Российской академии наук

16+ Отпечатано в типографии «Book Jet» (ИП Коняхин А.В.), 390005, г. Рязань, ул. Пушкина, 18, тел. (4912) 466-151

ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ ЖУРНАЛА «ЛЁД И СНЕГ»

В журнале публикуются статьи по проблемам гляциологии, а также научные сообщения теоретического, методического, экспериментального и прикладного характера, тематические обзоры, критические статьи и рецензии, библиографические сводки, хроника научной жизни. В каждом номере журнала несколько статей могут быть напечатаны с цветными иллюстрациями. Тексты статей представляются на русском языке или хорошем английском. Все материалы передаются в редакцию в электронном виде в сопровождении бумажной версии текста и рисунков. Объём статей – до 20 страниц текста (через 1,5 интервала), включая таблицы и список литературы; рисунков – не более 4–6. Текст набирается в формате Word. Параметры набора: шрифт Times New Roman, кегль 12, интервал 1,5; поля: верхнее и нижнее 2 см, левое 3 см, правое 1,5 см. Страницы статьи нумеруются. Статья проходит двойное внешнее рецензирование.

Статьи оформляются следующим образом. Сначала даются: УДК; *на русском языке* – название статьи, инициалы и фамилии всех авторов; полное название организации(ций), где выполнена работа; электронный адрес автора, ответственного за связь с редакцией. Затем те же сведения даются *на английском языке*, т.е.: заглавие и авторы; полное название организации(ций), где выполнена работа; второй раз e-mail главного автора. После этого на английском языке пишутся ключевые слова (не более 10) и авторское Summary статьи на 20–25 строк (здесь же обязательно прилагается перевод Summary на русский язык). Далее продолжается информация *на русском языке*: ключевые слова (не более 10); краткая аннотация (7–10 строк). Затем начинается текст статьи.

Основной текст разбивается на рубрики. Обычно это введение, постановка проблемы, методика исследований, результаты исследований, обсуждение результатов, заключение (выводы). В конце статьи следует привести благодарности лицам, оказавшим помощь в подготовке статьи, и дать ссылку на грант, способствовавший выполнению этой работы. *Благодарности даются на русском, а затем на английском языке (Acknowledgments).*

Для статьи, представляемой *на английском языке*, требуются: УДК; *перевод на русский язык* всей информации, которая даётся перед началом статьи в журнале. Кроме того, в конце статьи необходимо поместить расширенный реферат на русском языке (1–1,5 стр.). Должны быть также переведены на русский язык подписи к рисункам.

Ссылки на литературу нумеруются *последовательно, в соответствии с порядком их первого упоминания в тексте*. В списке литературы под заголовком «Литература» указываются только опубликованные работы, на которые есть ссылки в тексте. Ссылки по тексту даются в квадратных скобках. Список литературы должен быть точно выверен авторами по правилам журнала, см. сайт <http://ice-snow.igras.ru>.

Затем следуют подрисуночные подписи на русском и английском языках. Далее помещаются таблицы. В тексте даются ссылки на все таблицы. Таблицы и графы в них должны иметь заголовки, сокращения слов в таблицах не допускаются. Таблицы, как и текст, набираются в формате Word.

Математические обозначения, символы и простые формулы набираются основным шрифтом статьи, а сложные формулы – в MathType. *Нумеруются только те формулы, на которые есть ссылки по тексту*. Русские и греческие буквы в формулах и тексте, а также химические элементы набираются прямым шрифтом, латинские буквы – курсивом. Аббревиатуры в тексте, кроме общепринятых, не допускаются.

Рисунки и фотографии помещаются в отдельных файлах: для растровых изображений в формате JPEG/TIFF/PSD, для цветных – в формате, совместимом с CorelDraw или Adobe Illustrator (не допускаются рисунки в формате Word или Excel). Публикация цветных иллюстраций ограничена. Рисунки должны быть вычерчены электронным образом и не перегружены лишней информацией. Если рисунки требуют электронного объёма более 800–1000 КБ, например фотографии или карты, то их следует продублировать, максимально уменьшив (менее 200 КБ), и дать в JPEG (для пересылки электронной почтой рецензентам, в редакции работают с оригиналами ббльшого объёма). Все словесные надписи на рисунках даются только на русском языке; все условные знаки обозначаются цифрами (курсивом) с расшифровкой в подрисуночных подписях. В тексте должны быть даны ссылки на все рисунки.

В конце статьи прилагается второй список литературы (**References**) на латинице для размещения его в журнале параллельно со списком литературы на русском языке. Оформление такого списка см. <http://ice-snow.igras.ru>.

Далее следует сообщить фамилию, имя и отчество автора, ответственного за связь с редакцией, а также номер его контактного телефона и краткие служебные данные. Статьи, не соответствующие указанным требованиям, рассматриваться не будут. При работе над рукописью редакция вправе её сократить. Автор, подписывая статью и направляя её в редакцию, тем самым передаёт авторские права на издание этой статьи журналу «Лёд и Снег».

При подготовке статьи для публикации в журнале авторы должны обязательно ознакомиться с более подробными правилами оформления статей на сайте журнала «Лёд и Снег» <http://ice-snow.igras.ru>

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

СОДЕРЖАНИЕ

Ледники и ледниковые покровы

В.Г. Коновалов. Изменения и репрезентативность параметров горного обледенения. 165

А.Г. Хайрединова, С.С. Кутузов, В.Н. Михаленко, Д.В. Корост, А.Н. Хомяк.
Применение методики компьютерной томографии для неразрушающего анализа
ледниковых кернов. 182

**А.В. Терехов, Г.В. Тарасов, О.Р. Сидорова, В.Э. Демидов, М.А. Анисимов,
С.Р. Веркулич.** Оценка баланса массы ледника Альдегонда (Западный Шпицберген)
в 2015 – 2018 гг. на основе модели ArcticDEM, геодезических и гляциологических данных. ... 192

Снежный покров и снежные лавины

В.М. Котляков, Н.И. Осокин, А.В. Сосновский. Динамика сезонно-талого слоя на
Шпицбергене и Антарктическом полуострове в XXI в. по результатам моделирования. 201

**А.Р. Медеу, В.П. Благовещенский, Н.Е. Касаткин, В.П. Капица, М.К. Касенов,
Ж.Т. Раймбекова.** Гляциальные сели в Заилийском Алатау за последние 120 лет. 213

Подземные льды и наледи

**Я.В. Тихонравова, Е.А. Слагода, В.В. Рогов, В.И. Бутаков, А.В. Лупачёв,
А.О. Кузнецова, Г.В. Симонова.** Гетерогенное строение полигонально-жильных льдов
в торфяниках Пур-Тазовского междуречья. 225

Морские, речные и озёрные льды

Е.В. Заболотских, К.С. Хворостовский, Е.А. Балашова, С.М. Азаров, В.Н. Кудрявцев.
Изменчивость морского льда в Арктике по данным Арктического портала. 239

Палеогляциология

**Н.А. Буданцева, А.А. Маслаков, Ю.К. Васильчук, А.В. Баранская, Н.В. Белова,
А.К. Васильчук, Ф.А. Романенко.** Реконструкция зимней температуры воздуха
раннего и среднего голоцена по изотопному составу ледяных жил восточного побережья
полуострова Дауркина, Чукотка. 251

Прикладные проблемы

Г.С. Бордонский, С.Д. Крылов, А.А. Гурулев. Лёд 0 в природной среде.
Экспериментальные данные и предполагаемые области его существования. 263

В.П. Епифанов. Особенности контактного разрушения льда. 274

Путешествия, открытия

В.Н. Михаленко. Исследование ледников Арктики во время холодной войны:
продолжение истории. 285

Критика и библиография

В.М. Котляков, Л.П. Чернова. Аннотированная библиография русскоязычной
литературы по гляциологии за 2018 год. 295