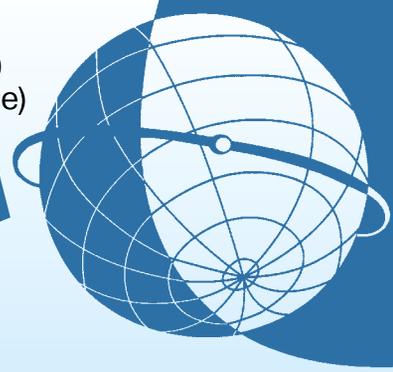


ISSN 2076-6734 (Print)
ISSN 2412-3765 (Online)



Лёд и Снег Ice and Snow



Том **58**
№ **2**, 2018



НАУКА

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 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),
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, V.Ya. Lipenkov, Yu.Ya. Macheret,
A.A. Medvedev, V.N. Mikhalkenko, F. Navarro (Spain), N.I. Osokin,
A.V. Panin, V.V. Popova, D. Raynaud (France), A.N. Salamatin,
V.A. Semenov, I.V. Seversky (Kazakhstan), S.A. Sokratov,
O.N. Solomina (deputy of the Editor-in-Chief), 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: Лавина на горнолыжном курорте Шымбулак 26 марта 2009 г.
Фото В. П. Благовещенского

Photo on the cover: Snow avalanche at Shymbulak Ski resort, 26 March 2009.
Photo by V. P. Blagoveshchensky

© Российская академия наук, 2018

© Русское географическое общество, 2018

© Редколлегия журнала «Лёд и Снег» (составитель), 2018

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
INSTITUTE OF GEOGRAPHY

РУССКОЕ
ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО



RUSSIAN
GEOGRAPHICAL SOCIETY

Лёд и Снег

Том 58, № 2, 2018

Ice and Snow



МОСКВА НАУКА

MOSCOW NAUKA

2018

Contents

Glaciers and Ice Sheets

- A.N. Veres, A.A. Ekaykin, D.O. Vladimirova, A.V. Kozachek, V.Ya. Lipenkov, A.A. Skakun.* Climatic variability in the era of MIS-11 (370–440 ka BP) according to isotope composition (δD , $\delta^{18}O$, $\delta^{17}O$) of ice from the Vostok station cores 149
- E.N. Vilesov.* Changes in the size and condition of the glaciers in Kazakhstan for the last 60 years (1955–2015) 159
- V.V. Paromov, Yu.K. Narozhnyi, L.N. Shantykhova.* Estimation of current dynamics and forecast of glaciological characteristics of the Malyi Aktru Glacier (Central Altai) 171

Snow Cover and Avalanches

- A.V. Sosnovsky, N.I. Osokin, G.A. Chernyakov.* Dynamics of snow storages in forests and fields of Russian plains under climate changes 183
- T.B. Titkova.* Variability of winter runoff of the Oka River and its relationship with climate change 191

Ground Ice and Icings

- A.N. Kurchatova, V.V. Rogov.* Formation of geochemical anomalies in hydrocarbon migration in the permafrost zone of Western Siberia 199

Sea, River and Lake Ice

- P.V. Bogorodskii, A.S. Grubiy, V.Y. Kustov, A.P. Makshtas, L.A. Sokolova.* Growth of the fast ice and its influence on the freezing of bottom sediments in the Buor-Khaya Bay coastal zone, Laptev Sea 213
- V.K. Smakhtin.* Ice regime of Transbaikalia lakes in the present-day warming 225

Palaeoglaciology

- V.V. Malakhova, A.V. Eliseev.* Influence of rift zones and thermokarst lakes on the formation of subaqueous permafrost and the stability zone of methane hydrates of the Laptev Sea shelf in the Pleistocene 231

Applied Problems

- A.N. Zolotokrylin, V.V. Vinogradova, I.A. Sokolov.* Climate change and the human life conditions in the Arctic Zone of the Russian Federation 243

Express Information

- V.Ya. Lipenkov, A.A. Ekaykin.* Hunting for Antarctica's oldest ice 255

Critique and Bibliography

- V.M. Kotlyakov, L.P. Chernova.* Annotated bibliography of the Russian languages literature on glaciology for 2016 261

Содержание

Ледники и ледниковые покровы

- А.Н. Верес, А.А. Екайкин, Д.О. Владимирова, А.В. Козачек, В.Я. Липенков, А.А. Скакун.* 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 149
- Е.Н. Вилесов.* Изменение размеров и состояния ледников Казахстана за 60 лет (1955–2015 гг.) 159
- В.В. Паромов, Ю.К. Нарожный, Л.Н. Шантыкова.* Оценка современной динамики и прогноз гляциологических характеристик ледника Малый Актру (Центральный Алтай) 171

Снежный покров и снежные лавины

- А.В. Сосновский, Н.И. Осокин, Г.А. Черняков.* Динамика снегозапасов на равнинной территории России в лесу и в поле при климатических изменениях 183
- Т.Б. Титкова.* Изменчивость зимнего стока реки Ока в зависимости от изменения климата 191

Подземные льды и наледи

- А.Н. Курчатова, В.В. Рогов.* Формирование геохимических аномалий при миграции углеводов в криолитозоне Западной Сибири 199

Морские, речные и озёрные льды

- П.В. Богородский, А.С. Грубый, В.Ю. Кустов, А.П. Макитас, Л.А. Соколова.* Рост припая и его влияние на замерзание верхнего слоя донных отложений в прибрежной зоне губы Буор-Хая (море Лаптевых) 213
- В.К. Смахтин.* Ледовый режим озёр Забайкалья в условиях современного потепления 225

Палеогляциология

- В.В. Малахова, А.В. Елисеев.* Влияние рифтовых зон и термокарстовых озёр на формирование субаквальной мерзлоты и зоны стабильности метаногидратов шельфа моря Лаптевых в плейстоцене 231

Прикладные проблемы

- А.Н. Золотокрылин, В.В. Виноградова, И.А. Соколов.* Воздействие потепления на дискомфортность жизнедеятельности населения Арктической зоны Российской Федерации 243

Экспресс-информация

- В.Я. Липенков, А.А. Екайкин.* В поисках древнейшего льда Антарктиды 255

Критика и библиография

- В.М. Котляков, Л.П. Чернова.* Аннотированная библиография русскоязычной литературы по гляциологии за 2016 год 261

Портфель журнала «Лёд и Снег» во втором квартале 2018 года

Обычно портфель нашего журнала содержит около 25 статей, находящихся в той или иной стадии подготовки к печати. Каждая статья сначала оформляется авторами в соответствии с «Правилами для авторов» по замечаниям редакции, затем рецензируется двумя, а иногда и тремя рецензентами, дорабатывается авторами, наконец, редактируется и готовится в печати. На всё это обычно затрачивается около полугода, поэтому в среднем статья появляется в печати через шесть месяцев после первичного получения рукописи редакцией.

В настоящее время в портфеле редакции журнала находятся следующие статьи:

- В.Р. Алексеев.* Снего- и льдоопасность в криосфере Земли
- В.Р. Алексеев.* Социально-экологическое и инженерное значение снежного наката
- А.А. Резепкин, В.В. Поповнин.* Эволюция поверхностной морены ледника Джанкуат к 2025 г.
- Ю.В. Ефремов, А.В. Зимницкий, Д.Ю. Шуляков, Д.А. Липилин.* Снежники Лагонакского нагорья (Западный Кавказ)
- Л.П. Алексеева.* Геохимия подземных льдов бугров пучения в долине р. Сенца (Окинское плоскогорье, Восточный Саян)
- А.Ю. Михайлов, М.Д. Ананичева.* Методика оценки эволюции ледниковых систем по данным регулярного метеорологического архива (на примере северо-востока России)
- Н.А. Яицкая, А.А. Магаева.* Исследование многолетней динамики ледового режима Азовского моря в XX–XXI вв.
- П.А. Черноус, Н.И. Осокин, Р.А. Чернов.* Пространственная изменчивость толщины снежного покрова на горных склонах Шпицбергена
- М.Н. Железняк, В.И. Жижин, В.Д. Габышев, Ф.И. Еникев.* Неоплейстоценовые оледенения в горных массивах Алданского, Витимо-Олёкминского нагорий и Станового хребта
- А.В. Сосновский, Н.И. Осокин.* Оценка коэффициента теплопроводности снега по его плотности и твердости на архипелаге Шпицберген
- А.Н. Четырбоцкий, А.Ю. Лазарюк.* Выборочные и модельные распределения температуры и солёности морского ледяного покрова (на примере бухты Новик Японского моря)
- И.А. Бычкова, В.Г. Смирнов.* Использование спутниковой информации для обнаружения айсбергов и оценки айсберговой угрозы
- Л.Н. Васильев, А.Б. Качалин, М.Ю. Москалевский, А.С. Тюфлин.* Поднятие ледниковой поверхности над подледниковыми озерами Восток и 90° в.д. по данным космических лазерных измерений ICESat
- И.С. Бушуева, А.Ф. Глазовский, Г.А. Носенко.* Развитие подвижки в западной части ледникового купола Вавилова на Северной Земле в 1963–2017 гг.
- А.В. Зеленчук, В.А. Крыленков.* Разработка зонда для исследования ледяных щитов планет
- Р.А. Чернов, Т.В. Вшивцева, Н.И. Осокин.* Оценка поверхностной абляции и баланса массы ледника Восточный Грэнфьорд (Западный Шпицберген)
- Д.В. Банцев, Д.А. Ганюшкин, К.В. Чистяков, А.А. Екайкин, И.В. Токарев, И.В. Волков.* Особенности формирования ледникового стока на северном макросклоне массива Табын-Богдо-Ола по изотопным данным
- А.В. Собылина, Т.А. Ефремова.* Химический состав компонентов криогенной системы Петрозаводской губы и Онежского озера
- Р.А. Балакин, Г.И. Вилков.* Исследование акустических характеристик морского льда со снежным покровом
- О.Н. Соломина, И.С. Бушуева, П.Д. Полумиева, Е.А. Долгова.* История ледника Донгуз-Орун по биоиндикационным, историческим, картографическим источникам и данным дистанционного датирования
- К.А. Корнишин, П.А. Тарасов, Я.О. Ефимов, Ю.П. Гудошников, С.М. Ковалев, Е.У. Миронов, Е.И. Макаров, А.В. Нестеров.* Исследования ледового и гидрометеорологического режима на акватории Хатангского залива в море Лаптевых
- Я.В. Тихонравова, А.В. Лупачёв, Е.А. Слагода, В.В. Рогов, А.О. Кузнецова, В.И. Бутаков, Г.В. Симонова, Н.А. Таратунина, Д.Р. Мулламуров.* Особенности строения и формирования ледогрунтовых жил озёрно-аллювиальных террас на севере Гылана в позднем неоплейстоцене—голоцене
- Г.С. Бордонский, С.Д. Крылов, А.А. Гурулев, А.О. Орлов, С.В. Цыренжапов.* Особенности структуры пропарины в ледяном покрове, образованной выходами газа
- М.Д. Ананичева, Г.Ю. Пакин, Ю.М. Кононов.* Субарктические ледники Байкальского региона, новые находки
- С.Б. Крашенинникова, М.А. Крашенинникова.* Причины и особенности долговременной изменчивости ледовитости Баренцева моря
- В.Я. Липенков.* Особенности строения ледникового покрова Антарктиды в районе станции Восток

Быстрота прохождения рукописей от поступления в редакцию и опубликования в журнале зависит исключительно от степени подготовки авторами статьи в соответствии с «Правилами для авторов», научного качества статьи и своевременного рецензирования. Поэтому редакция журнала снова обращается к авторам с просьбой строго соблюдать опубликованные правила представления рукописей, а рецензентов — быстро и качественно рассматривать поступающие статьи.

Редколлегия и редакция журнала «Лёд и Снег»

Ледники и ледниковые покровы

УДК 551.583.2

doi: 10.15356/2076-6734-2018-2-149-158

Климатическая изменчивость в эпоху МИС-11 (370–440 тыс. лет назад) по данным изотопного состава (δD , $\delta^{18}O$, $\delta^{17}O$) ледяного керна станции Восток

© 2018 г. А.Н. Верес^{1,2*}, А.А. Екайкин^{1,2}, Д.О. Владимирова¹⁻³, А.В. Козачек¹,
В.Я. Липенков¹, А.А. Скакун^{1,4}

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

²Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия;

³Центр льда и климата, Институт Нильса Бора, Университет Копенгагена, Копенгаген, Дания;

⁴Главная (Пулковская) астрономическая обсерватория Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия

*veres@aari.ru

Climatic variability in the era of MIS-11 (370–440 ka BP) according to isotope composition (δD , $\delta^{18}O$, $\delta^{17}O$) of ice from the Vostok station cores

A.N. Veres^{1,2*}, A.A. Ekaykin^{1,2}, D.O. Vladimirova¹⁻³, A.V. Kozachek¹,
V.Ya. Lipenkov¹, A.A. Skakun^{1,4}

¹Arctic and Antarctic Research Institute, Saint Petersburg, Russia; ²Institute of Earth Sciences, Saint Petersburg State University, Saint Petersburg, Russia; ³Centre for Ice and Climate, Niels Bohr Institute, University of Copenhagen, Copenhagen, Denmark;

⁴The Central Astronomical Observatory of the Russian Academy of Sciences at Pulkovo, Saint Petersburg, Russia

*veres@aari.ru

Received November 2, 2017

Accepted February 22, 2018

Keywords: *Antarctica, ice cores, Marine Isotope Stage 11, paleoclimate, stable water isotopes.*

Summary

The results of detailed isotopic studies of ice core samples from the Vostok station (East Antarctica) related to the MIS-11 era (the 11th sea isotope stage, i.e. 370–440 thousand years ago) are presented. Reconstruction of paleoclimatic conditions in this period of time was performed using the method of interpretation of the results of isotopic studies of ice, developed by the authors of the article, which is based on the joint analysis of three independent parameters: δD , d-excess, ^{17}O -excess. The isotopic composition (δD) and the deuterium excess depend on the following three meteorological parameters – the condensation temperature near the Vostok station, relative humidity, and the sea surface temperature at the source of moisture, whereas ^{17}O -excess depends only on the first two parameters. Accordingly, the proposed method of interpretation allows reconstructing the paleoclimatic conditions (the condensation temperature and surface air temperature at the Vostok station; sea surface temperature and relative humidity above the ocean) in two different regions in past epochs. For the first time, data on minor fluctuations in the relative humidity of the air in the moisture source throughout the MIS-11 era were obtained. The data resulted from the interpretation demonstrated that the relative humidity fluctuated within the measurement error of $\pm 5\%$. Reconstructed climatic conditions in the era of MIS-11 were compared with published data for stations Vostok and Concordia, as well as with the marine core data from 94-607 DSDP and ODP 177-1090. The results obtained on the basis of isotopic analysis of ice cores from stations Vostok and Concordia indicated that in the optimum MIS-11 the air temperature was 4 °C higher, and in the Termination V – 8 °C lower than the present-day values. The similarity of data between the marine columns DSDP 94-607 (North Atlantic), ODP 177-1090 (South Ocean) and our results points to the global nature of changes in the sea surface temperature during the MIS-11 era. The coordination of the above results proves the high quality of the methods developed by the authors for measuring and interpreting the isotope composition of ice.

Citation: Veres A.N., Ekaykin A.A., Vladimirova D.O., Kozachek A.V., Lipenkov V.Ya., Skakun A.A. Climatic variability in the era of MIS-11 (370–440 ka BP) according to isotope composition (δD , $\delta^{18}O$, $\delta^{17}O$) of ice from the Vostok station cores. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2018. 58 (2): 149–158. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2018-2-149-158

Ключевые слова: Антарктида, ледяной керн, морская изотопная стадия 11, палеоклимат, стабильные изотопы воды.

Представлены результаты детальных изотопных исследований 2 тыс. образцов ледяного керна со станции Восток, относящихся к эпохе МИС-11 (370–440 тыс. л.н.). Обсуждаются методики измерения ^{17}O -эксцесс на лазерном анализаторе, а также интерпретации изотопного состава, основанные на совместном анализе трёх независимых параметров: δD , $d\text{-excess}$ и ^{17}O -excess. Реконструированы климатические условия в окрестностях станции Восток и в месте испарения влаги (над океаном). Полученные результаты сравниваются с опубликованными результатами по станциям Восток и Конкордия, а также с данными по морским колонкам DSDP 94-607 и ODP 177-1090.

Введение

Глобальные изменения климата нашей планеты в плейстоцене проявляются в чередовании ледниковых и межледниковых периодов — тёплых и холодных эпох, которым соответствуют морские изотопные стадии (МИС), установленные в результате многочисленных исследований колоннок морских донных осадков. Детальное изучение межледниковий позднего плейстоцена по морским и континентальным отложениям преследует две цели: а) установить факторы, влияющие на продолжительность тёплых эпох; б) понять, как климатические условия могли бы измениться в будущем без антропогенного воздействия на климат планеты. Основные характеристики, по которым прошлую тёплую эпоху сравнивают с голоценом, это — температура воздуха и количество приходящей солнечной радиации, зависящее от орбитальных параметров Земли и во многом определяющее продолжительность и структуру межледниковья.

В последнее время особое внимание климатологов привлекает 11-я морская изотопная стадия (МИС-11), поскольку считается, что условия МИС-11 схожи с условиями современного межледниковья (МИС-1) [1]. В частности, орбитальные параметры Земли в эту отдалённую от нас эпоху (370–440 тыс. лет назад) были очень близки современным орбитальным параметрам. Поэтому МИС-11 рассматривается как один из ближайших орбитальных аналогов голоцена. Информацию о климатических условиях в эпоху МИС-11 получают в результате анализа морских и континентальных отложений, а также ледяных кернов Восточной Антарктиды. Например, относительная концентрация $\delta^{18}\text{O}$ в карбонате раковин фораминифер зависит от температуры и изотопного состава морской воды; последний, в свою очередь, меняется в зависимости от объёма континентального льда на Земле [2]. Спорово-пыльцевой анализ древних отложений позволяет установить, в каких

пределах происходили колебания температуры воздуха на той или иной территории [3, 4]. Среди других источников палеоклиматических данных ледяные керны наиболее информативны [1, 5].

На протяжении последних 60 лет образцы ледяных кернов анализируются с помощью изотопного метода с целью изучения изменчивости климатических условий в прошлом. Достоверность полученной информации во многом зависит от методики интерпретации изотопных данных. Известно, что изотопный состав льда зависит от климатических условий не только в месте выпадения атмосферных осадков, но и в источнике влаги. В работе [6] впервые предложена методика палеоклиматической интерпретации изотопных данных, учитывающая связь относительной концентрации дейтерия и эксцесса дейтерия во льду с климатическими параметрами в источнике влаги и в месте выпадения осадков. Такой подход позволил надёжно реконструировать температуру в этих двух удалённых друг от друга областях [7].

Последние 10 лет внимание исследователей привлекает такой изотопный параметр, как ^{17}O -excess, который представляет собой превышение относительной концентрации ^{17}O над равновесным значением и рассчитывается по формуле

$$\frac{^{17}\text{O-excess}}{10^6} = \ln \left(\frac{\delta^{17}\text{O}}{1000} + 1 \right) - 0,528 \ln \left(\frac{\delta^{18}\text{O}}{1000} + 1 \right). \quad (1)$$

Считается, что этот параметр содержит информацию об изменении относительной влажности воздуха в источнике влаги. Известно, что ^{17}O -excess почти не зависит от температуры в источнике влаги, но очень чувствителен к колебаниям относительной влажности воздуха: при повышении относительной влажности воздуха на 10% значение ^{17}O -excess уменьшается на 10 ppm [8]. Однако интерпретировать данный параметр, учитывая влияние только относительной влажности воздуха, невозможно. К подоб-

ному выводу пришли авторы статьи [9], которые показали, что при таком подходе относительная влажность воздуха при переходе от последнего ледникового максимума (МИС-2) к голоцену (МИС-1) должна была бы измениться на нереалистично большую величину (20%).

В настоящей работе представлены новые детальные изотопные данные, а также первые результаты измерения относительной концентрации кислорода-17 ($\delta^{17}\text{O}$) и параметра ^{17}O -excess в керне со станции Восток в диапазоне глубин, соответствующем МИС-11. Впервые выполнен совместный анализ относительной концентрации дейтерия (δD), эксцесса дейтерия ($d\text{-excess} = \delta\text{D} - 8\delta^{18}\text{O}$) и ^{17}O -excess, который позволил реконструировать временные ряды аномалий температуры поверхности океана и относительной влажности воздуха в источнике влаги и ряды аномалий температуры конденсации и приземной температуры воздуха в районе станции Восток в рассматриваемую климатическую эпоху.

Методика

Образцы ледяного керна из скважины 5Г-1 на станции Восток отбирались непрерывно в интервале глубин 3200–3400 м с разрешением 10 см. Общее число образцов составило около 2 тысяч. Данный диапазон глубин охватывает полный период развития МИС-11 (370–440 тыс. л.н.). Анализ изотопного состава образцов проводился в Лаборатории изменений климата и окружающей среды (ЛИКОС) ГНЦ АНИИ на двух лазерных анализаторах – Picarro L2120-i и Picarro L2140-i, последний из которых был закуплен в 2015 г. на средства гранта РФФИ № 14-27-00030. Преимущество лазерного анализатора Picarro L2140-i состоит в возможности измерять параллельно с относительной концентрацией δD и $\delta^{18}\text{O}$ и относительную концентрацию $\delta^{17}\text{O}$. Зная относительные концентрации двух стабильных изотопов кислорода – $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{17}\text{O}$, можно по формуле (1) рассчитать значение параметра второго порядка – ^{17}O -excess. Измерения изотопного состава воды и анализ полученных данных выполнялись по разработанной нами методике [10]. Для расчёта истинных значений изотопного состава проб после измерения каждого пяти образцов измерялся рабочий стандарт. В качестве последнего использо-

ван стандарт VOS ($\delta\text{D} = -440\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = -56,8\text{‰}$ и $\delta^{17}\text{O} = -30,42\text{‰}$), калиброванный относительно стандартов МАГАТЭ. В ходе суточного цикла измерений каждый образец измерялся дважды. Данная методика позволяет за сутки анализировать 44 образца и 10 стандартов. Часть образцов (10% общего числа) измерялась повторно для контроля качества измерений. Воспроизводимость результатов составила 0,5‰ для δD и 0,06‰ для $\delta^{18}\text{O}$.

В течение всего периода измерений неоднократно проводилась калибровка приборов для проверки точности измерений и получения коэффициентов калибровки и памяти, которые учитывались при обработке данных. Под «эффектом памяти» подразумевается влияние изотопных значений предыдущего образца на результат измерения последующих образцов [10].

В ЛИКОС АНИИ разработана методика измерения относительной концентрации $\delta^{17}\text{O}$ на лазерном анализаторе Picarro L2140-i, с помощью которой можно определять значения ^{17}O -excess с погрешностью 5 ppm. За одну серию измерений анализируются шесть образцов из исследуемого метрового интервала ледяного керна. Параллельно проводятся измерения стандарта VOS в начале, середине и в конце каждой серии измерений. Образец измеряется не менее 15 раз, а при обработке данных берётся среднее из последних десяти значений для каждой пробы. Экспериментальным путём установлено, что именно такой подход обеспечивает наибольшую точность экспериментальных значений δD , $\delta^{17}\text{O}$ и $\delta^{18}\text{O}$. Окончательное значение ^{17}O -excess по каждому метру определялось путём осреднения шести значений данного параметра за одну серию. Отметим, что влияние «эффекта памяти» на значение ^{17}O -excess минимально [10], поэтому при обработке исходных данных учитывались только коэффициенты калибровки для δD , $\delta^{17}\text{O}$ и $\delta^{18}\text{O}$. По этой методике получено 47 значений ^{17}O -excess для ледяного керна 5Г-1 в интервале 3200–3400 м (рис. 1, б).

Датирование ледяного керна 5Г-1 в интервале МИС-11. Изотопный состав 2 тыс. образцов ледяного керна 5Г-1 из интервала 3200–3400 м, соответствующего МИС-11, представлен на рис. 1, а. Вновь полученные нами данные были сопоставлены с более ранними измерениями, выполненными по образцам длиной 1 м [5]. Обе изотопные кривые (по δD) согласуются друг с другом, что подтверждает хорошую воспроизводимость

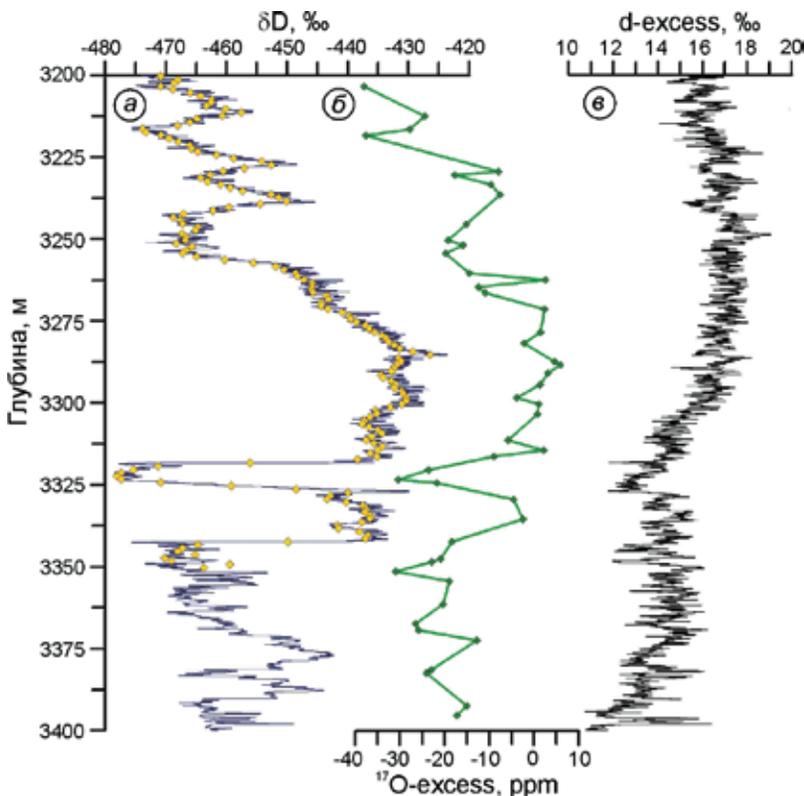


Рис. 1. Вертикальные профили изотопных характеристик льда, измеренных по керну станции Восток в интервале глубин 3200–3400 м:

a – δD : кривая – данные этой работы, полученные с разрешением 10 см; жёлтые ромбы – ранее опубликованные данные [5]; *б* – ^{17}O -excess; *в* – d-excess

Fig. 1. Vertical profiles of isotopic characteristics of the Vostok ice core measurements from 3,200 m to 3,400 m depth:

a – δD : curve – data from this article received with resolution 10 cm; yellow diamonds – previously published records [5]; *б* – ^{17}O -excess; *в* – d-excess

результатов. Кривая ^{17}O -excess получена для МИС-11 впервые, что исключает возможность сравнения её с другими данными, однако схожесть вертикальных профилей ^{17}O -excess и δD (коэффициент корреляции между ними равен 0,86) показывает, что этот параметр несёт в себе климатический сигнал. Резкий провал изотопной кривой в интервале глубин 3318,3–3342,4 м обусловлен нарушением первоначальной последовательности залегания слоёв льда в результате образования перевёрнутой складки в этой части ледника во время его движения от Ледораздела В до озера Восток [11]. В работе [11] показано, что первоначальную форму изотопного профиля можно восстановить путём его инверсии в интервале керна 3318,3–3342,4 м, что и было сделано нами.

Датирование льда в интервале глубин 3200–3272 м (369–407 тыс. л.н.) проведено в соответствии с оптимизированной мульти-сайтовой временной шкалой AICC2012 [12]. До глубины 3350 м предварительное датирование выполнялось с помощью линейной интерполяции между значениями возраста на глубинах 3272 м (407 тыс. л.н.) и 3350 м (440 тыс. л.н.). Возраст льда на горизонте 3350 м определён путём экстраполяции гляциологической шкалы GTS-III до

этой глубины [13]. Сопоставление датированного «восточного» изотопного профиля с надёжно датированным профилем со станции Конкордия (Купол С), полученным по проекту EPICA [14], показало расхождение датировок основных климатических событий на несколько тысяч лет. Учитывая, что в предыдущие эпохи (МИС-1 – МИС-10) эти события происходили синхронно в Восточной Антарктиде (в пределах погрешности датирования) [12, 15], мы считаем, что указанное расхождение связано с погрешностью нашей предварительной временной шкалы для исследуемого интервала керна станции Восток.

Для решения этой проблемы мы синхронизировали керн со станции Восток с керном со станции Конкордия по пяти наиболее характерным изотопным пикам, датированным возрастaми 373, 382, 387, 407 и 425 тыс. л.н. с помощью программы AnalySeries 2.0.8 [16]. Полученные таким образом временные ряды для станции Восток, интерполированные с интервалом 1 тыс. лет, показаны на рис. 2, *в* вместе с рядом δD станции Конкордия. Даже после синхронизации двух изотопных профилей остаются некоторые несоответствия в хронологии важных климатических событий. Расхождения наблюдаются при переходе от лед-

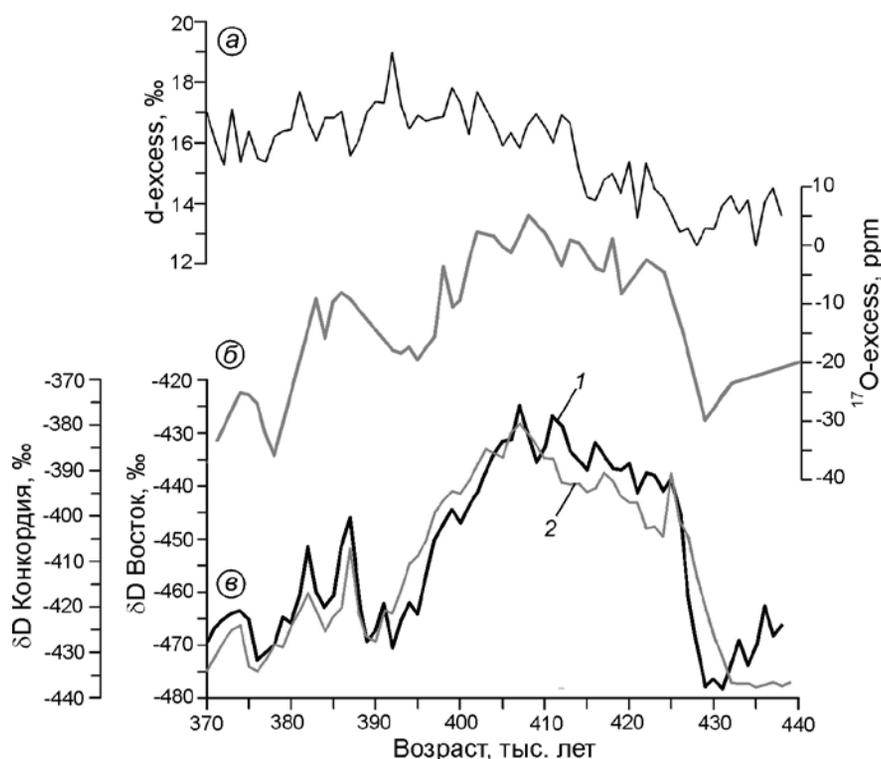


Рис. 2. Временные ряды изотопных характеристик, полученные по керну станции Восток в возрастном диапазоне 370–440 тыс. л.н.: *a* – d-excess; *б* – ^{17}O -excess; *в* – δD : 1 – по керну ст. Восток; 2 – по керну ст. Конкордия [14]

Fig. 2. Time series of isotopic characteristics based on the Vostok ice core measurements over a period of 370–440 ka BP:

a – d-excess; *б* – ^{17}O -excess; *в* – δD : 1 – the Vostok ice core; 2 – the Concordia ice core [14]

никовых к межледниковым условиям (около 430–425 и 427–425 тыс. л.н.) и при переходе от оптимума к более прохладным климатическим условиям (407–390 и 407–389 тыс. л.н.). Обращает на себя внимание наличие двух пиков в оптимум МИС-11 на станции Восток – 407 и 411 тыс. л.н., тогда как на станции Конкордия был только один пик – 407 тыс. л.н. Холодный стадиал около 390 тыс. л.н. длился дольше на станции Восток, чем на станции Конкордия. Вполне вероятно, что такие расхождения могут быть обусловлены реальными климатическими различиями в этих двух регионах Восточной Антарктиды. Наконец, изотопный ряд, полученный по керну станции Восток, древнее 430 тыс. л.н. мог претерпеть искажения за счёт деформаций льда и диффузионного сглаживания сигнала в нижних слоях ледника.

Интерпретация полученных данных и обсуждение

Согласно данным, представленным на рис. 2, *a*, значения d-excess меняются незначительно (в пределах от 13 до 19‰) на протяжении всего межледниковья. Данный параметр несёт информацию о климатических условиях в месте формирования влаги, а также о регионе, где образовывалась

влага. Известно, что значения d-excess уменьшаются при увеличении влажности воздуха и понижении температуры поверхности океана в регионе формирования влаги [17]. Однако использование этого параметра в палеоклиматических интерпретациях осложняется тем, что эксцесс дейтерия зависит также от условий района выпадения атмосферных осадков [10].

Параметр ^{17}O -excess на протяжении МИС-11 менялся синхронно с изотопным составом: наибольшее его значение отмечается в оптимум МИС-11 (408 тыс. л.н.) и равно 5 pptm, а наименьшее составляет –37 pptm в конце эпохи МИС-11. Пока природа изменчивости ^{17}O -excess изучена не до конца. Известно, что данный параметр почти не зависит от температуры конденсации и чувствителен к изменению относительной влажности воздуха в источнике влаги (с градиентом 1 pptm/%) [9].

Первые результаты интерпретации изменений ^{17}O -excess при переходе от максимума последнего оледенения к голоцену (МИС-2 – МИС-1) по данным ледяного керна со станции Восток приведены в работе [9]. Авторы показали, что если при климатической интерпретации ^{17}O -excess учитывать только влияние относительной влажности воздуха, то она должна была измениться на 20%, что маловероятно. Считается, что эпоха

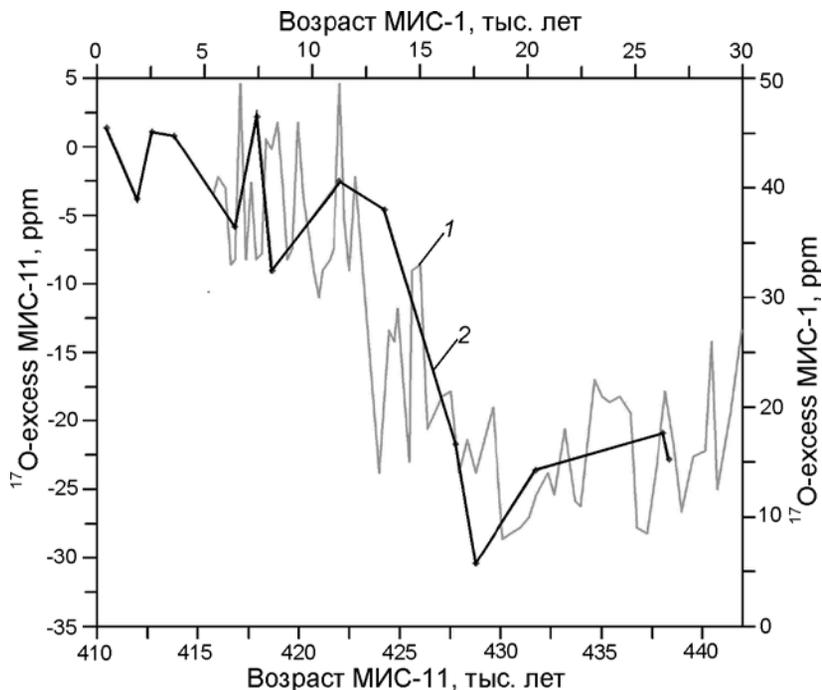


Рис. 3. Изменение ^{17}O -excess в интервалах керн станции Восток, соответствующих изотопным стадиям МИС-1 и МИС-11:

1 – МИС-1 по данным [9]; 2 – МИС-11 по данным этой работы

Fig. 3. Variability of ^{17}O -excess in the Vostok ice core parts corresponding to isotope stages MIS-1 and MIS-11:

1 – MIS-1 data from [9]; 2 – MIS-11 data from this paper

МИС-11 – аналог современного межледникового [1]. На рис. 3 графики изменения ^{17}O -excess при переходах от последнего ледникового максимума к голоцену и от МИС-12 к МИС-11 совмещены таким образом, чтобы облегчить их сравнение [18]. Обращает на себя внимание значительное систематическое расхождение в абсолютных значениях ^{17}O -excess, полученных в ЛИКОС ААНИИ и LSCE (Франция), которое может быть связано с погрешностью рабочих стандартов, используемых в этих лабораториях. Отметим, однако, что систематическая погрешность абсолютных значений ^{17}O -excess никак не влияет на результаты интерпретации полученных данных, поскольку нас интересуют только относительные изменения этого параметра.

Из рис. 3 следует, что в том случае, когда вариации ^{17}O -excess обусловлены только колебаниями относительной влажности воздуха, переходу от МИС-12 к МИС-11 также должны были бы сопутствовать нереалистично большие изменения относительной влажности в источнике влаги – амплитуда изменений ^{17}O -excess, соответствующих этому переходу, составляет 42% (см. рис. 2, б). Можно предположить, что величина ^{17}O -excess зависит также от климатических условий в районе выпадения атмосферных осадков, что не учитывалось в предыдущих работах [9]. Действительно, было показано [19, 20], что значения параметра

^{17}O -excess могут изменяться под влиянием кинетических процессов, возникающих при движении воздушной массы от берега в центральные районы Антарктиды, а также в результате притока стратосферной влаги, которая характеризуется аномально низкими значениями ^{17}O -excess, в центр антарктического высотного циклона. Развивая подход, предложенный в работах [6, 7], в которых впервые был выполнен совместный анализ δD и d -excess для реконструкции климатических условий в районах формирования влаги и выпадения атмосферных осадков, мы включили в рассмотрение дополнительный изотопный параметр ^{17}O -excess. С учётом известных зависимостей трёх изотопных характеристик льда (изотопный состав, d -excess и ^{17}O -excess) от климатических условий в источнике влаги и в месте выпадения атмосферных осадков мы получили систему из трёх уравнений:

$$\begin{cases} \Delta\delta\text{D} = a\Delta T_C + b\Delta S\text{ST} + c\Delta RH_S; \\ \Delta d\text{-excess} = d\Delta T_C + e\Delta S\text{ST} + f\Delta RH_S; \\ \Delta^{17}\text{O-excess} = g\Delta T_C + h\Delta RH_S, \end{cases} \quad (2)$$

где Δ – отклонение от современных условий; T_C – температура конденсации; $S\text{ST}$ – температура поверхности океана в зоне формирования влаги; RH_S – относительная влажность воздуха в зоне формирования влаги; a, \dots, h – коэффициенты уравнений линейной регрессии.

Приведём значения коэффициентов линейной регрессии между изотопным составом и климатическими характеристиками, которые получены с помощью простых изотопных моделей [8, 19, 21].

Коэффициенты	Значения
$a, ‰/°C$	10,2
$b, ‰/°C$	-3,2
$c, ‰/‰$	0,36
$d, ‰/°C$	-1,55
$e, ‰/°C$	1,6
$f, ‰/‰$	-0,4
$g, ppm/°C$	3,6
$h, ppm/‰$	-1

Общее решение системы уравнений (2) имеет следующий вид:

$$\begin{aligned} \Delta T_C &= \Delta\delta D(he/z) - \Delta d\text{-excess}(hb/z) + \\ &+ \Delta^{17}\text{O-excess}(z + hdb - aeh)/(gz); \\ \Delta SST &= \Delta\delta D(z + ecg - aeh)/(bz) - \\ &- \Delta d\text{-excess}(cg - ah)/z + \\ &+ \Delta^{17}\text{O-excess}((cg - ah)(db - ae) - az)/(gbz); \end{aligned} \quad (3)$$

$$\begin{aligned} \Delta RH_S &= -\Delta\delta D(eg/z) + \\ &+ \Delta d\text{-excess}(bg/z) - \Delta^{17}\text{O-excess}(db - ae)/z; \end{aligned}$$

где $z = fbg - dbh - gec + aeh$.

Реконструкция палеоклиматических условий в эпоху МИС-11 проводилась путём подстановки известных нам значений коэффициентов регрессии в уравнения (3):

$$\begin{aligned} \Delta T_C &= -0,08\Delta^{17}\text{O-excess} + 0,363\Delta d\text{-excess} + \\ &+ 0,181\Delta\delta D; \\ \Delta SST &= -0,399\Delta^{17}\text{O-excess} + 1,302\Delta d\text{-excess} + \\ &+ 0,339\Delta\delta D; \\ \Delta RH_S &= -1,287\Delta^{17}\text{O-excess} + 1,302\Delta d\text{-excess} + \\ &+ 0,339\Delta\delta D. \end{aligned} \quad (4)$$

При расчёте палеоклиматических рядов в качестве современных средних значений $^{17}\text{O-excess}$, эксцесса дейтерия и относительной концентрации дейтерия в ледяных отложениях на станции Восток были взяты значения, характерные для современного поверхностного снега, а именно: -4,3 ppm, 14,5‰ и -440‰ соответственно. Значения приземной температуры воздуха T_{surf} на станции Восток рассчитывались по формуле (5) [22]:

$$\Delta T_{surf} = \Delta T_C / 0,67. \quad (5)$$

В результате расчётов по формулам (4) и (5) получены ряды аномалий относительной влажности воздуха и температуры поверх-

ности океана в зоне формирования влаги, а также аномалий приземной температуры воздуха и температуры конденсации в районе станции Восток относительно современных значений этих характеристик (рис. 4). Как видно из рис. 4, в-5, приземная температура воздуха в районе станции Восток в максимум межледниковья была на 4 °C выше современной, а в конце эпохи МИС-12 – на 8 °C ниже её. Таким образом, амплитуда изменений температуры при переходе от МИС-12 к МИС-11 составила 12 °C, что на несколько градусов выше, чем в работе [7]. Вместе с тем полученные нами результаты совпадают с реконструкцией изменений приземной температуры в этот период времени по данным ледяного ядра станции Конкордия [14].

Температура поверхности океана в месте формирования влаги менялась в достаточно широких пределах: в конце МИС-12 она была на 6 °C ниже современных значений, а в оптимуме МИС-11 – на 5–6 °C выше. В статье [7] амплитуда изменений SST составляет примерно 3 °C. По графикам на рис. 4, б-1, в-5 можно видеть, что температура в зоне формирования влаги и приземная температура воздуха на станции Восток изменяются схожим образом (коэффициент корреляции 0,72).

Информация об изменчивости температуры поверхности океана также основана на результатах изучения морских колонок. Полученную нами по ледяному ядру кривую ΔSST интересно сравнить с рядами SST , реконструированными по данным колонок DSDP 94-607 и ODP 177-1090 (см. рис. 4, б), которые были отобраны в Северной Атлантике и Южном океане соответственно [23, 24]. Графики изменения SST (см. рис. 4, б) в целом схожи между собой, но есть и некоторые расхождения. Наиболее существенные различия наблюдаются на заключительном этапе развития МИС-11. В начальной стадии и оптимуме межледниковья можно отметить запаздывание в изменении температуры поверхности океана между двумя полушариями. Это видно по характерным пикам, датированным в ODP 177-1090 возрастaми 427, 424 и 411 тыс. л.н., а в колонке DSDP 94-607 – 430, 426 и 416 тыс. л.н. Получается, что соответствующие этим пикам события сначала происходили в Северной Атлантике, а спустя несколько тысяч лет – в Южном океане. Амплитуда изменений SST по данным колонки ODP 177-1090 составляла примерно 8,6 °C, а по данным колонки DSDP 94-607 – 16,5 °C.

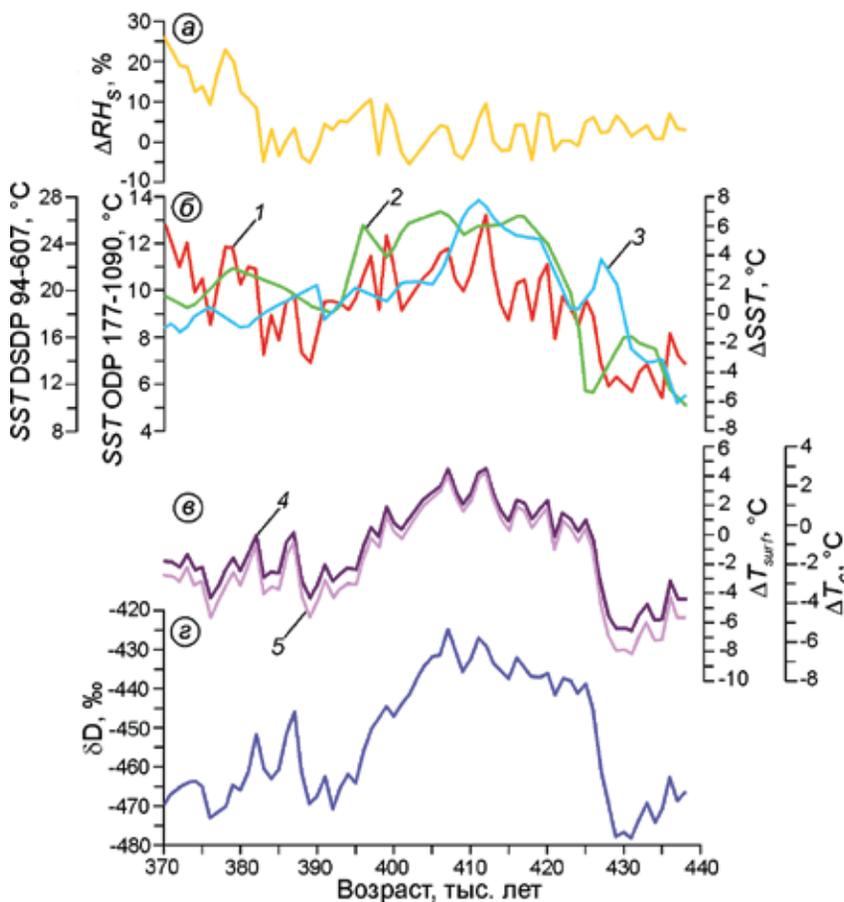


Рис. 4. Ряды палеоклиматических характеристик, реконструированные для эпохи МИС-11 по результатам изотопных исследований ледяного ядра со станции Восток и морских колонок: *a* – относительная влажность воздуха в районе источника влаги ΔRH_S ; *б* – температура поверхности океана: 1 – ΔSST в источнике влаги по данным ядра станции Восток; 2 – SST по данным колонки DSDP 94-607 (Северная Атлантика) [23]; 3 – SST по данным колонки ODP 177-1090 (Южный океан) [24]; *в* – температура воздуха в районе ст. Восток; 4 – температура конденсации влаги ΔT_C ; 5 – приземная температура воздуха ΔT_{surf} ; *г* – содержание δD в ядре станции Восток

Fig. 4. Reconstructed ranges of paleoclimate characteristics during MIS-11 based on isotopic investigations results of the Vostok ice core and the marine cores:

a – relative humidity in the moisture source ΔRH_S ; *б* – sea surface temperature: 1 – ΔSST in the moisture source from the Vostok ice core data; 2 – SST from the marine core DSDP 94-607 record (the North Atlantic) [23]; 3 – SST from the marine core ODP 177-1090 (the Southern Ocean) [24]; *в* – air temperature in the vicinity of Vostok station; 4 – condensation temperature ΔT_C ; 5 – surface temperature ΔT_{surf} ; *г* – deuterium concentration δD in the Vostok ice core samples

Несмотря на разницу в амплитуде, морфологическое сходство кривых SST указывает на глобальный характер изменения температуры поверхности океана в эпоху МИС-11. Хорошая согласованность данных, полученных из двух независимых источников информации двумя разными методами, подтверждает надёжность выполненных реконструкций. Отметим, что реконструированные по данным ледяного ядра вариации ΔSST могут быть связаны не только с изменением температуры в районе образования влаги, но и с изменением географического положения самого района [10]. Увеличение значений d-excess с 12–14 до 15–19‰ также указывает на изменение климатических характеристик в источнике влаги или смену региона (см. рис. 2, *a*). На рис. 4, *a* впервые представлена реконструкция колебаний относительной влажности воздуха над океаном в эпоху МИС-11. По графику параметра ΔRH_S видно, что его значения на протяжении всей 11-й морской изотопной стадии варьируют в пределах $\pm 5\%$. Погрешность значений ^{17}O -excess составляет 5 ‰, что соответствует 5% для значений относительной влажности воздуха.

Таким образом, относительная влажность воздуха над океаном в момент формирования влаги на протяжении всей истории развития МИС-11 (включая переход от МИС-12 к МИС-11) менялась незначительно. Наименьшие колебания влажности воздуха отмечаются на начальном этапе развития МИС-11, наибольшие – в оптимуме. С чем связано повышение значений ^{17}O -excess, отражающего условия в источнике влаги после завершения эпохи МИС-11, пока не установлено.

Заключение

Выполнены измерения изотопного состава (δD , $\delta^{17}O$, $\delta^{18}O$) образцов ледяного ядра со станции Восток, отобранных с разрешением 10 см из интервала глубин 3200–3400 м, который по возрасту отложений соответствует тёплой 11-й морской изотопной стадии. Разработана усовершенствованная методика палеоклиматической интерпретации изотопных данных, основанная на совместном анализе трёх независимых изотоп-

ных параметров льда (δD , d-excess, ^{17}O -excess), вариации которых отражают изменения различных характеристик климата в прошлом. Эта методика позволяет не только реконструировать температуру поверхности океана в районе источника влаги, температуру конденсации осадков и приземную температуру воздуха в районе выпадения осадков, но и получать достоверную информацию об изменении относительной влажности воздуха над океаном в момент испарения влаги.

Установлено, что изменения приземной температуры воздуха в эпоху МИС-11 в районах станций Восток и Конкордия происходили практически одинаково. Реконструированные по результатам анализа ледяного керна со станции Восток вариации температуры поверхности океана в источнике влаги хорошо согласуются с независимыми данными, которые получены по морским колонкам. Это указывает на

надёжность и высокую точность разработанных нами методик изотопных исследований льда и интерпретации полученных данных. Реконструированные значения относительной влажности воздуха над океаном в момент формирования влаги показали, что данный климатический параметр менялся незначительно на протяжении всей истории развития межледниковья МИС-11.

Благодарности. Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФ, грант № 14-27-00030 «Эволюция климата, оледенения и подледниковой среды Антарктиды по данным исследований ледяных кернов и проб воды озера Восток».

Acknowledgments. This investigation was made under finance support of the Russian Science Foundation, grant № 14-27-00030 «Evolution of climate, glaciation and subglacial environments of Antarctica from the deep ice core and Lake Vostok water sample studies».

Литература

1. EPICA Community Members. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core // *Nature*. 2004. V. 429. P. 623–628.
2. Lang N., Wolff E.W. Interglacial and glacial variability from the last 800 ka in marine, ice and terrestrial archives // *Climate of the Past*. 2011. V. 7. 361 p.
3. Melles M., Brigham-Grette J., Minyuk P.S., Nowaczyk N.R., Wennrich V., DeConto R.M., Anderson P.M., Andreev A.A., Coletti A., Cook T.L., Haltia-Hovi E., Kukkonen M., Lozhkin A.V., Rosén P., Tarasov P., Vogel H., Wagner B. 2.8 million years of Arctic climate change from Lake El'gygytgyn, NE Russia // *Science*. 2012. V. 337. P. 315–320.
4. Prokopenko A.A., Bezrukova E.V., Khursevich G.K., Solotchina E.P., Kuzmin M.I., Tarasov P.E. Climate in continental interior Asia during the longest interglacial of the past 500 000 years: the new MIS 11 records from Lake Baikal, SE Siberia // *Climate of the Past*. 2010. V. 6. P. 31–48.
5. Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.-M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davis M., Delaygue G., Delmotte M., Kotlyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V.Y., Lorius C., Pépin L., Ritz C., Saltzman E., Stievenard M. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica // *Nature*. 1999. V. 399. P. 429–436.
6. Cuffey K.M., Vimeux F. Covariation of carbon dioxide and temperature from the Vostok ice core after deuterium-excess correction // *Nature*. 2001. V. 412. P. 523–527.
7. Vimeux F., Cuffey K.M., Jouzel J. New insights into Southern Hemisphere temperature changes from Vostok ice cores using deuterium excess correction // *Earth and Planetary Science Letters*. 2002. V. 203. P. 829–843.
8. Landais A., Barkan E., Vimeux F., Masson-Delmotte V., Luz B. Combined Analysis of Water Stable Isotopes ($H_2^{16}O$, $H_2^{17}O$, $H_2^{18}O$, $HD^{16}O$) in Ice Cores // *Low Temperature Science*. 2009. V. 68. P. 315–327.
9. Landais A., Barkan E., Luz B. Record of $\delta^{18}O$ and ^{17}O -excess in ice from Vostok Antarctica during the

References

1. EPICA Community Members. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature*. 2004, 429: 623–628.
2. Lang N., Wolff E.W. Interglacial and glacial variability from the last 800 ka in marine, ice and terrestrial archives. *Climate of the Past*. 2011, 7: 361 p.
3. Melles M., Brigham-Grette J., Minyuk P.S., Nowaczyk N.R., Wennrich V., DeConto R.M., Anderson P.M., Andreev A.A., Coletti A., Cook T.L., Haltia-Hovi E., Kukkonen M., Lozhkin A.V., Rosén P., Tarasov P., Vogel H., Wagner B. 2.8 million years of Arctic climate change from Lake El'gygytgyn, NE Russia. *Science*. 2012, 337: 315–320.
4. Prokopenko A.A., Bezrukova E.V., Khursevich G.K., Solotchina E.P., Kuzmin M.I., Tarasov P.E. Climate in continental interior Asia during the longest interglacial of the past 500 000 years: the new MIS 11 records from Lake Baikal, SE Siberia. *Climate of the Past*. 2010, 6: 31–48.
5. Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.-M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davis M., Delaygue G., Delmotte M., Kotlyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V.Y., Lorius C., Pépin L., Ritz C., Saltzman E., Stievenard M. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*. 1999, 399: 429–436.
6. Cuffey K.M., Vimeux F. Covariation of carbon dioxide and temperature from the Vostok ice core after deuterium-excess correction. *Nature*. 2001, 412: 523–527.
7. Vimeux F., Cuffey K.M., Jouzel J. New insights into Southern Hemisphere temperature changes from Vostok ice cores using deuterium excess correction. *Earth and Planetary Science Letters*. 2002, 203: 829–843.
8. Landais A., Barkan E., Vimeux F., Masson-Delmotte V., Luz B. Combined Analysis of Water Stable Isotopes ($H_2^{16}O$, $H_2^{17}O$, $H_2^{18}O$, $HD^{16}O$) in Ice Cores. *Low Temperature Science*. 2009, 68: 315–327.
9. Landais A., Barkan E., Luz B. Record of $\delta^{18}O$ and ^{17}O -excess in ice from Vostok Antarctica during the last

- last 150,000 years // *Geophys. Research Letters*. 2008. V. 35. P. L02709: 1–5. doi: 10.1029/2007GL032096.
10. *Ekaykin A.A.* Стабильные изотопы воды в гляциологии и палеогеографии / Ред. В.Я. Липенков. Санкт-Петербург: ААНИИ, 2016. 64 с.
 11. *Raynaud D., Barnola J.-M., Souchez R., Lorrain R., Petit J.-R., Duval P., Lipenkov V.Y.* Palaeoclimatology: The record for marine isotopic stage 11 // *Nature*. 2005. V. 436. P. 39–40.
 12. *Bazin L., Landais A., Lemieux-Dudon B., Toyé Mahamadou Kele H., Veres D., Parrenin F., Martinerie P., Ritz C., Capron E., Lipenkov V., Loutre M.-F., Raynaud D., Vinther B., Svensson A., Rasmussen S.O., Severi M., Blunier T., Leuenberger M., Fischer H., Masson-Delmotte V., Chappellaz J., Wolff E.* An optimized multi-proxy, multi-site Antarctic ice and gas orbital chronology (AICC2012): 120–800 ka // *Climate of the Past*. 2013. V. 9. P. 1715–1731.
 13. *Salamatina A.N., Tsyganova E.A., Popov S.V., Lipenkov V.Ya.* Ice flow line modeling in ice core data interpretation: Vostok Station (East Antarctica) // *Physics of ice core records*. 2009. V. 2. P. 167–194.
 14. *Jouzel J., Masson-Delmotte V., Cattani O., Dreyfus G., Falourd S., Hoffmann G., Minster B., Nouet J., Barnola J.M., Chappellaz J., Fischer H., Gallet J.C., Johnsen S., Leuenberger M., Loulergue L., Luethi D., Oerter H., Parrenin F., Raisbeck G., Raynaud D., Schilt A., Schwander J., Selmo E., Souchez R., Spahni R., Stauffer B., Steffensen J.P., Stenni B., Stocker T.F., Tison J.L., Werner M., Wolff E.W.* Orbital and millennial Antarctic climate variability over the past 800,000 years // *Science*. 2007. V. 317. P. 793–796.
 15. *Watanabe O., Jouzel J., Johnsen S., Parrenin F., Shojik H., Yoshida N.* Homogeneous climate variability across East Antarctica over the past three glacial cycles // *Nature*. 2003. V. 422. P. 509–512.
 16. *Paillard D., Labeyrie L., Yiou P.* Macintosh Program Performs Time-Series Analysis // *EOS. Transaction of the American Geophys. Union*. 1996. V. 77. P. 379.
 17. *Jouzel J., Delaygue G., Landais A., Masson-Delmotte V., Risi C., Vimeux F.* Water isotopes as tools to document oceanic sources of precipitation // *Water Resources Research*. 2013. V. 49. P. 7469–7486.
 18. *Candy I., Schreve D.C., Sherriff J., Tye G.J.* Marine Isotope Stage 11: Palaeoclimates, palaeoenvironments and its role as an analogue for the current interglacial // *Earth-Science Reviews*. 2014. V. 128. P. 18–51.
 19. *Landais A., Ekaykin A., Barkan E., Winkler R., Luz B.* Seasonal variations of ^{17}O -excess and d-excess in snow precipitation at Vostok station, East Antarctica // *Journ. of Glaciology*. 2012. V. 58. P. 725–733.
 20. *Winkler R., Landais A., Risi C., Baroni M., Ekaykin A., Jouzel J., Petit J.R., Prie F., Minster B., Falourd S.* Interannual variation of water isotopologues at Vostok indicates a contribution from stratospheric water vapor // *Proc. of the National Academy of Sciences*. 2013. V. 110. P. 17674–17679.
 21. *Salamatina A.N., Ekaykin A.A., Lipenkov V.Y.* Modelling isotopic composition in precipitation in Central Antarctica // *Data of Glaciological Studies*. 2004. V. 97. P. 24–34.
 22. *Jouzel J., Merlivat L.* Deuterium and oxygen 18 in precipitation: Modeling of the isotopic effects during snow formation // *Journ. of Geophys. Research: Atmospheres*. 1984. V. 89. P. 11749–11757.
 23. Электронный ресурс: <https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.52373?format=html#download>
 24. Электронный ресурс: <https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.771706>
 - 150,000 years. *Geophys. Research Letters*. 2008, 35 (L02709): 1–5. doi: 10.1029/2007GL032096.
 10. *Ekaykin A.A.* *Stabilnye izotopy vody v gliatsiologii i paleogeografii*. Stable isotopes of water in glaciology and palaeogeography. Ed. V.Ya. Lipenkov. Sankt-Petersburg: AARI, 2016: 64 p. [In Russian].
 11. *Raynaud D., Barnola J.-M., Souchez R., Lorrain R., Petit J.-R., Duval P., Lipenkov V.Y.* Palaeoclimatology: The record for marine isotopic stage 11. *Nature*. 2005, 436: 39–40.
 12. *Bazin L., Landais A., Lemieux-Dudon B., Toyé Mahamadou Kele H., Veres D., Parrenin F., Martinerie P., Ritz C., Capron E., Lipenkov V., Loutre M.-F., Raynaud D., Vinther B., Svensson A., Rasmussen S.O., Severi M., Blunier T., Leuenberger M., Fischer H., Masson-Delmotte V., Chappellaz J., Wolff E.* An optimized multi-proxy, multi-site Antarctic ice and gas orbital chronology (AICC2012): 120–800 ka. *Climate of the Past*. 2013, 9: 1715–1731.
 13. *Salamatina A.N., Tsyganova E.A., Popov S.V., Lipenkov V.Ya.* Ice flow line modeling in ice core data interpretation: Vostok Station (East Antarctica). *Physics of ice core records*. 2009, 2: 167–194.
 14. *Jouzel J., Masson-Delmotte V., Cattani O., Dreyfus G., Falourd S., Hoffmann G., Minster B., Nouet J., Barnola J.M., Chappellaz J., Fischer H., Gallet J.C., Johnsen S., Leuenberger M., Loulergue L., Luethi D., Oerter H., Parrenin F., Raisbeck G., Raynaud D., Schilt A., Schwander J., Selmo E., Souchez R., Spahni R., Stauffer B., Steffensen J.P., Stenni B., Stocker T.F., Tison J.L., Werner M., Wolff E.W.* Orbital and millennial Antarctic climate variability over the past 800,000 years. *Science*. 2007, 317: 793–796.
 15. *Watanabe O., Jouzel J., Johnsen S., Parrenin F., Shojik H., Yoshida N.* Homogeneous climate variability across East Antarctica over the past three glacial cycles. *Nature*. 2003, 422: 509–512.
 16. *Paillard D., Labeyrie L., Yiou P.* Macintosh Program Performs Time-Series Analysis. *EOS. Transact. AGU*. 1996, 77: 379 p.
 17. *Jouzel J., Delaygue G., Landais A., Masson-Delmotte V., Risi C., Vimeux F.* Water isotopes as tools to document oceanic sources of precipitation. *Water Resources Research*. 2013, 49: 7469–7486.
 18. *Candy I., Schreve D.C., Sherriff J., Tye G.J.* Marine Isotope Stage 11: Palaeoclimates, palaeoenvironments and its role as an analogue for the current interglacial. *Earth-Science Reviews*. 2014, 128: 18–51.
 19. *Landais A., Ekaykin A., Barkan E., Winkler R., Luz B.* Seasonal variations of ^{17}O -excess and d-excess in snow precipitation at Vostok station, East Antarctica. *Journ. of Glaciology*. 2012, 58: 725–733.
 20. *Winkler R., Landais A., Risi C., Baroni M., Ekaykin A., Jouzel J., Petit J.R., Prie F., Minster B., Falourd S.* Interannual variation of water isotopologues at Vostok indicates a contribution from stratospheric water vapor. *Proceedings of the National Academy of Sciences*. 2013, 110: 17674–17679.
 21. *Salamatina A.N., Ekaykin A.A., Lipenkov V.Y.* Modelling isotopic composition in precipitation in Central Antarctica. *Data of Glaciological Studies*. 2004, 97: 24–34.
 22. *Jouzel J., Merlivat L.* Deuterium and oxygen 18 in precipitation: Modeling of the isotopic effects during snow formation. *Journ. of Geophys. Research: Atmospheres*. 1984, 89: 11749–11757.
 23. <https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.52373?format=html#download>
 24. <https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.771706>

Ушёл из жизни Евгений Николаевич Вилесов – один из старейших гляциологов Республики Казахстан, активный член Гляциологической ассоциации. В последние годы он преподавал в Казахском Национальном университете им. аль-Фараби (Алматы), но продолжал гляциологические исследования и опубликовал несколько монографий о ледниках Казахстана. Совсем недавно Евгений Николаевич прислал для публикации нашего журнала свою статью, которая оказалась последней в его творчестве. Мы публикуем эту статью, доработанную Г.А. Носенко.

УДК 551.324 (035.3)

doi: 10.15356/2076-6734-2018-2-159-170

Изменение размеров и состояния ледников Казахстана за 60 лет (1955–2015 гг.)

© 2018 г. **Е.Н. Вилесов**

Казахский национальный университет им. аль-Фараби, Алматы, Республика Казахстан

Changes in the size and condition of the glaciers in Kazakhstan for the last 60 years (1955–2015)

E.N. Vilesov

Al-Farabi Kazakh National University, Almaty, Republic of Kazakhstan

Received August 15, 2017

Accepted December 20, 2017

Keywords: *ablation, accumulation, glacial runoff, glacier dynamics, inventory of glaciers, Kazakhstan, mass balance.*

Summary

In 1960–70s, a complete Inventory of the Kazakhstan glaciers had been prepared in the framework of the All-Union Glacier Inventory Program. All the morphometric parameters of the glaciers together with area and linear dimensions of them, and the absolute heights of characteristic points were determined from the 1:100 000 scale topographic maps and aerial photography of 1955–1956. In the late 1970-s and in 1990, new inventories of glaciers of the Zailiysky and Dzungarian Alatau were prepared by the same procedure from the 1:25 000 scale topographic maps and aerial photography. Since the beginning of the 20th century, satellite images and GIS technologies were used for this purpose. In this work, the magnitudes and rate of changes in the number of glaciers, their areas and volumes, as well as their mass balance for 60 years (1955–2015) were obtained using data from different inventories. It was found that during the period under investigation the area of glaciation of Kazakhstan decreased from 1744.8 down to 1032.1 km², i.e. by 712.7 km². The relative decrease in the area of ice was 40.8% (0.68% per a year). The largest losses of the glacier areas took place on the northern slopes of the Zailiysky and Dzungarsky Alatau – 124.8 and 121.6 km², respectively. The volume of ice decreased by more than 30 km³ (42.5%). The loss of the ice mass over the whole glacier area is approximately equal to 20 m in the water equivalent. Data on the glacier degradation in Kazakhstan obtained over the past 60 years provide the basis for monitoring of future glacier changes under conditions of the present-day climate.

Citation: Vilesov E.N. Changes in the size and condition of the glaciers in Kazakhstan for the last 60 years (1955–2015). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2018. 58 (2): 159–170. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2018-2-159-170

Поступила 15 августа 2017 г.

Принята к печати 20 декабря 2017 г.

Ключевые слова: *абляция, аккумуляция, баланс массы, динамика ледников, каталог ледников, Казахстан, ледниковый сток.*

Из сравнения материалов Каталога ледников СССР (1955–1956 гг.) с более поздними определениями выяснены темпы сокращения оледенения за 60 лет. Площадь оледенения Казахстана за это время сократилась с 1744,8 до 1032,1 км², т.е. на 712,7 км². Относительное уменьшение площади льда составило 40,8% (0,68% в год). Больше всего сократились площади ледников на северных склонах Заилийского и Джунгарского Алатау (124,8 и 121,6 км²). Объём льда уменьшился более чем на 30 км³ (42,5%).

Введение

Долговременный запас воды в ледниках, таяние которых обеспечивает до 30–40% летнего стока горных рек, служит важным показателем водных ресурсов в горах. Заметное потепление климата, наблюдаемое в последние десятилетия, вызывает изменения в ледниковых системах аридных гор Центральной Азии, в том числе

и на юго-востоке Казахстана. Учитывая реальную возможность быстрого сокращения размеров современного оледенения, в настоящее время особенно важно проследить временные и пространственные колебания ледников и изучить влияние этих колебаний на изменение водных ресурсов в районах с развитым оледенением.

Цель настоящей работы – практическая реализация концепции гляциологического мониторинга

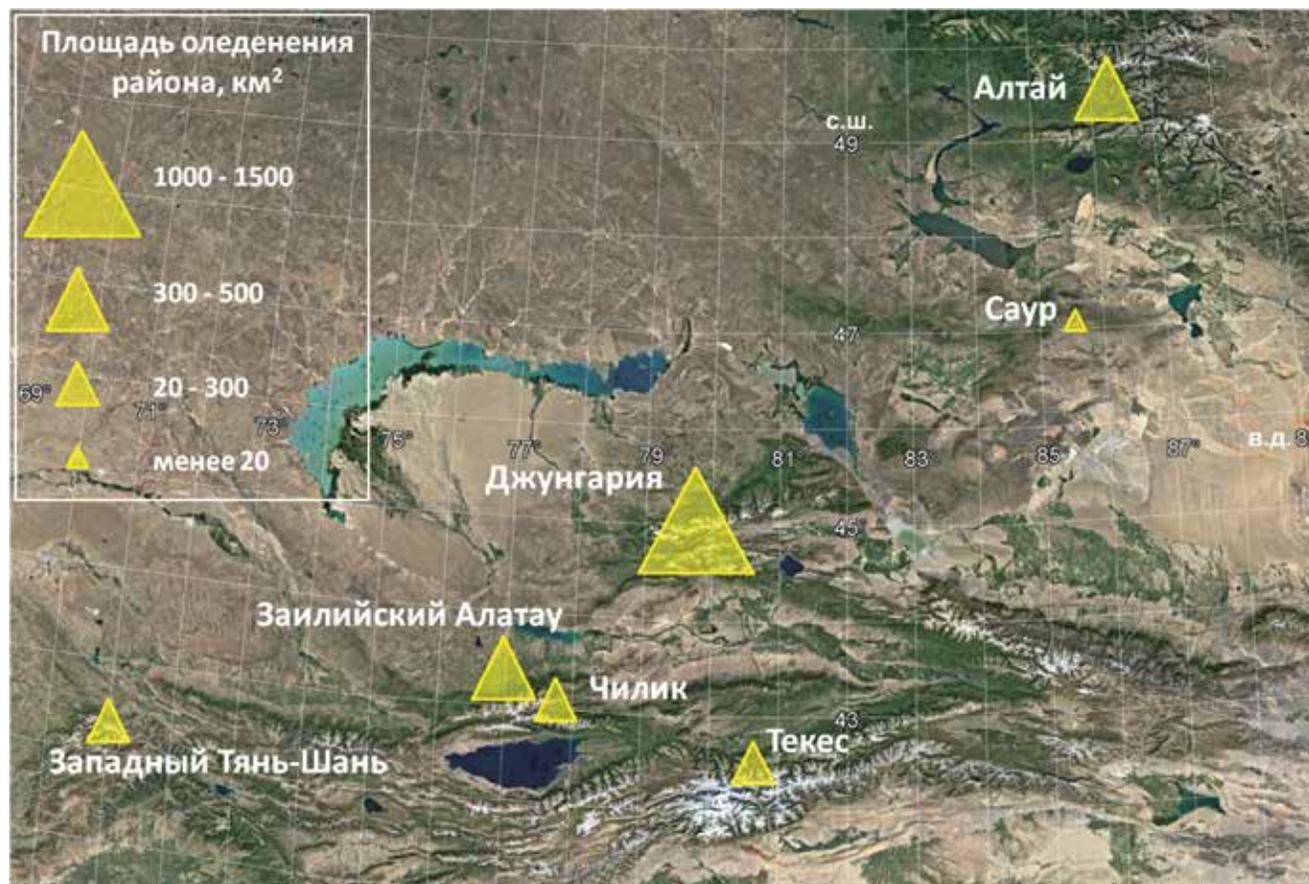


Рис. 1. Горно-ледниковые районы юго-восточного Казахстана
Fig. 1. Mountain-glacial regions of southeastern Kazakhstan

горно-ледниковых районов Казахстана — от Алтая на северо-востоке до Таласского Алатау на юго-западе, насчитывающих сотни и тысячи ледников (рис. 1). По материалам Каталога ледников СССР, составленного по данным 1955–1956 гг., а также результатам более поздних определений размеров оледенения во всех горно-ледниковых районах юго-восточного Казахстана характеризуются величины и темпы сокращения числа ледников, их площади и объёмов, а также баланса их массы за 60 лет.

Данные и методы исследований

В 1960–70-х годах в рамках Всесоюзной программы по инвентаризации ледников составлен полный Каталог ледников Казахстана, опубликованный в десяти выпусках [1]. Все морфометрические показатели ледников, их площадные и линейные размеры, абсолютные высоты характерных точек получены путём картометрического

анализа топокарт масштаба 1:100 000 с привлечением материалов аэрофотосъёмки (АФС) 1955–1956 гг. согласно рекомендациям «Руководства по составлению Каталога ледников» [2]. Площади ледников определены с точностью 0,1 км², их длина — с точностью 0,1 км, а высоты их концов и высших точек, а также фирновой линии — с точностью 10 м. По этой же методике в конце 1970-х годов и в 1990 г. для Заилийского и Джунгарского Алатау были подготовлены новые Каталоги ледников на основе топокарт масштаба 1:25 000 и актуальных материалов АФС.

В разные годы начала текущего столетия для изучения состояния оледенения всех ледниковых систем Казахстана стали использовать космические снимки со спутника Landsat с разрешением 15 м. Границы ледников на космоснимках были отдешифрованы и оцифрованы (векторизованы) с помощью ГИС-программ ArcGIS и MapInfo. Эта методика подробно изложена в работах [3, 4]. Полученные результаты использова-

ны для количественной оценки происходивших изменений морфометрических параметров ледников (площади, длины, уклона и т.п.).

Объём ледников за все «реперные» годы рассчитывался по формуле А.Б. Мазо – Г.Е. Глазырина [5], разработанной на основе динамической модели квазистационарного ледника:

$$V = 1,63Fh/(1 + \Delta z/h)^{0,774}, \quad h = 0,073L^{0,5},$$

где V – объём ледника, км³; F – площадь ледника, км²; Δz – разность максимальной и минимальной отметок ледника, км; L – длина ледника, км; h – эмпирический коэффициент, вычисляемый через длину ледника.

Для получения единовременного «среза» состояния ледников Казахстана на 2015 г. выполнены расчёты с помощью формулы сложных процентов, учитывающей темпы сокращения площадей и объёмов оледенения по конкретным районам за предыдущие годы:

$$F_i = F_0(1 - p/100)^t,$$

где F_i – площадь оледенения определяемого года; F_0 – площадь льда опорного года; p – темп сокращения площади ледников, %/год; t – число лет между определяемым и опорными годами.

Определение темпов сокращения выполнено для каждого конкретного района с использованием данных о размерах оледенения в годы, обеспеченные материалами каталогов и съёмки. Данные об изменении объёма и площади позволяют оценить величину и знак среднего годового удельного баланса массы как отдельного ледника, так и ледниковой системы за период между измерениями по формуле

$$B = \frac{(V_2 - V_1)\rho}{TF} \cdot 10^5,$$

где B – баланс массы, г/(см²·год); $(V_2 - V_1)$ – изменение объёма льда за расчётный интервал времени, км³; T – расчётный интервал времени, число лет; F – средняя площадь оледенения за расчётный интервал времени, км²; ρ – плотность льда, принятая равной 0,9 г/см³.

Результаты сравнительного анализа изменений размеров оледенения позволили определить направленность эволюции всех ледниковых систем, а также оценить изменения запасов льда, величину ледникового стока и его роль в питании горных рек за последние 60 лет (1955–2015 гг.).

Результаты исследований динамики оледенения

Казахстанский Алтай. Оледенение хребтов Казахского Алтая приурочено к бассейнам правых притоков Иртыша – рек Каба, Курчума, Бухтарма, Ульба и Уба. Эти хребты протянулись с запада на восток между 83–87° в.д. в пределах 49–50° с.ш. Особняком на севере района лежат ледники Катунского (в истоках р. Белая Берель) и Ивановского хребтов. В конце 1960-х годов был составлен первый Каталог ледников Казахского Алтая с характеристикой их состояния на начало второй половины столетия (1950–1955 гг.) [1]. По данным этого Каталога, на территории рассматриваемых бассейнов насчитывалось 323 ледника с чистой площадью (без конечных морен стадии фернау) 71,4 км² и объёмом льда 2,4063 км³.

Для оценки состояния оледенения района в начале XXI в. использовались космические снимки Landsat 2011 г. К этому времени число мелких ледников с площадями порядка 0,1 км² уменьшилось, особенно заметно на крайних западных участках хребтов, несущих оледенение. Так, в Курчумском хребте полностью растаяло 39 ледников (87% их числа в 1955 г.), в Ивановском хребте (бассейны рек Ульба, Уба и Тургусун) – 33 ледника (92% (!) их числа в 1955 г.). Всего же по району растаяло 207 ледников (64% их числа в 1955 г.) общей площадью более 34 км². В 2011 г. оледенение Казахского Алтая по сравнению с другими ледниковыми районами Казахстана отличалось однообразием морфологических типов ледников, с явным преобладанием ледников склонов – каровых и висячих. Многие из них представлены миниатюрными ледяными образованиями площадью 0,03–0,04 км². Такие леднички М.В. Тронов [6] называл «остаточными оледенелыми скоплениями в карах», представляющими собой последнюю степень угасания ледников. Они занимают небольшие участки каров, наиболее благоприятные для их сохранения.

На долю ледников долинного типа приходится три четверти площади льда. К типичным долинным относятся самые крупные ледники района – Большой и Малый Берельские (№ 122 и 116 по Каталогу) в истоках р. Белая Берель, имевшие в 1955 г. площадь соответственно 9,5 и 6,8 км², а также ледники Большой и Малый Бухтарминские (№ 101 и 100) в верховьях р. Бух-

Таблица 1. Состояние и изменения оледенения Казахского Алтая за 1955–2015 гг.*

Речные бассейны	1955 г.			2015 г.			1955–2015 гг.		
	<i>K</i>	<i>F</i>	<i>V</i>	<i>K</i>	<i>F</i>	<i>V</i>	<i>K</i>	<i>F</i>	<i>V</i>
Каба	82	11,1	0,1539	28	3,604	0,0436	-54	-7,496	-0,1103
Курчум	45	2,9	0,0274	6	0,354	0,0025	-39	-2,546	-0,0249
Сарымсақты	49	5,4	0,0669	8	1,206	0,0159	-41	-4,194	-0,0510
Верховья Бухтармы	74	23,3	0,6491	44	12,936	0,2936	-30	-10,36	-0,3555
Белая Берель	37	26,4	1,4892	27	18,868	0,7627	-10	-7,532	-0,7265
Тургусун	7	0,4	0,0029	1	0,062	0,0005	-6	-0,338	-0,0024
Ульба	15	0,8	0,0064	1	0,095	0,0009	-14	-0,705	-0,0055
Уба	14	1,1	0,0105	1	0,087	0,0008	-13	-1,013	-0,0097
<i>Всего</i>	323	71,4	2,4063	116	37,212	1,1205	-207	-34,19	-1,2858

*В табл. 1,3–5: *K* – число ледников; *F* – площадь ледников, км²; *V* – объём ледников, км³.

тарма. К 2011 г. первенство по размеру площади перешло к Малому Берельскому леднику (4,932 км²), так как Большой Берельский распался на четыре самостоятельных ледника.

Сводные данные об изменении размеров оледенения в Казахском Алтае за 60 лет представлены в табл. 1. Её анализ показывает, что за 60 лет число ледников в Казахском Алтае сократилось на 64%, их площадь – на 48%, а объём льда – на 53%. Величина среднего годового баланса массы ледников, рассчитанная по изменению их объёмов и площадей, оказалась равной -36 г/см^2 , т.е. алтайские ледники за 60 лет со всей своей площади безвозвратно потеряли слой льда толщиной около 22 м. Таким образом, тенденция дегляциации Алтая, проявившаяся ещё с середины XIX в., устойчиво сохраняется и в настоящее время, что чётко отражается в уменьшении числа, площади и объёма ледников. Почти одна треть ещё сохранившихся ледников имеет такие малые размеры, что дальнейшая их деградация в ближайшие десятилетия может привести к полному их стаиванию, кроме трёх–четырёх наиболее крупных долинных ледников.

Хребет Саур с горной группой Музтау протягивается в широтном направлении на 140 км. Протяжённость хребта, несущего оледенение, – около 30 км, между 85°18' и 85°42' в.д. Высшая точка – гора Музтау – имеет отметку 3816 м и находится в пределах КНР (на китайских картах – 3835 м). На северном макросклоне хребта ледники залегают на территории Республики Казахстан в верховьях рек Кендирлык и Улькен-Уласты, пограничных с Республикой Казахстан и КНР. Они относятся к бассейну оз. Зайсан

и р. Чёрный Иртыш (Кара-Ертис). В середине 1960-х годов по материалам АФС мы составили карту оледенения в масштабе 1:100 000 и Каталог ледников хр. Саур (в границах Казахстана) с характеристикой их состояния на 1962 г. Тогда на хр. Саур было 18 ледников с общей площадью 14,8 км² без учёта поверхностной морены.

При подготовке этого материала были использованы космоснимки Landsat за 15 августа 2013 г. Дешифрирование снимков показало, что к этому году растаял ледник № 18 – Кичкине-Куртка площадью 0,1 км² на крайнем западном фланге хребта, а за счёт распада других образовались четыре «новых» ледника. Таким образом, в 2013 г. на хр. Саур был учтён 21 ледник с общей площадью 11,099 км² и объёмом льда 0,3308 км³. По оценкам, основанным на применении формулы сложных процентов, в 2015 г. площадь оледенения хр. Саур была равна 10,99 км², а объём льда – 0,3268 км³. Изменения площади и объёма оледенения этого хребта за 53 года составили 25,7 и 30,4% соответственно.

Полученные результаты показывают сокращение размеров оледенения. В то же время его темпы не так высоки, как в других районах Казахстана, и можно предположить относительную устойчивость оледенения Саура, что обусловлено высокой годовой аккумуляцией (800–1000 мм), летними снегопадами, большой отражательной способностью деятельной поверхности ледников, коротким периодом абляции и сравнительно низкими температурами воздуха в летний период. Поэтому скорое исчезновение, во всяком случае в ближайшие десятилетия, этим ледникам не грозит.

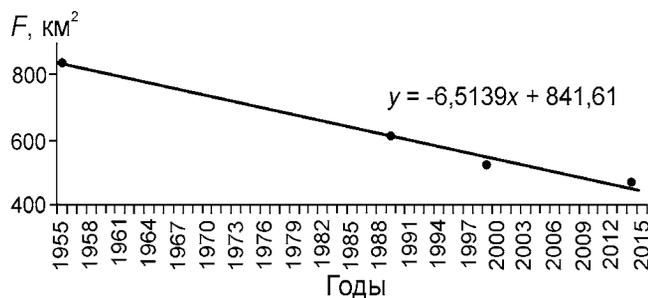


Рис. 2. Сокращение площади ледников Казахской Джунгарии за 1956–2015 гг.

Fig. 2. Area reduction of glaciers in the Kazakhstan Dzungaria during 1956–2015

Джунгарский (Жетысу) Алатау – самый «оледенелый» хребет Казахстана. Первый Каталог ледников, отражающий их состояние в 1956 г., опубликован в четырёх выпусках: 1) бассейны рек Тентек и Ргайты на востоке северного склона хребта – условно Восток; 2) бассейны рек Биен, Ак-су и Лепсы на северном склоне хребта – условно Север; 3) бассейн р. Каратал в западной части хребта – условно Запад; 4) бассейны рек Хоргос и Усек на южном макросклоне хребта – условно Юг. Сопоставление данных этих Каталогов, материалов АФС 1990 г., космоснимков 2000 и 2004 гг. и оценки состояния ледников в 2015 г. показало существенное сокращение площади оледенения. Максимум абсолютной величины сокращения площади льда отмечен в Северной Джунгарии, имевшей в середине прошлого века наибольшие размеры оледенения. Однако относительное сокращение площади ледников этого района, в основном северной экспозиции и залегающих на высотах 4200–4600 м, характеризуется минимальным значением. Самые большие относительные потери площади (48,2%) произошли у ледников, расположенных на южном макросклоне южного Центрального хребта и хр. Беджинтау.

В настоящее время, как и в середине прошлого века, крупнейшим по площади в Джунгарии остаётся ледник Берга (№ 214 по Каталогу) – 10,5 км². К крупным долинным относятся ледники Безсонова (№ 275) и Калесника (№ 202) с площадями более 10 км², а также ледник Абая (№ 166), имеющий площадь 8 км². Все они лежат в верховьях р. Лепса. Изменение (сокращение) ледниковой площади в границах Казахской Джунгарии за 59-летний период (1956–2015 гг.)

иллюстрирует рис. 2. Площадь оледенения за этот период сократилась на 374 км² – с 841 до 467 км² (по 6,34 км²/год), или на 44,5% (по 0,75 %/год). Число ледников за это время уменьшилось на 462, т.е. на 32,7%. Объём льда снизился на 15,4560 км³ – с 33,3061 до 17,8501 км³, т.е. на 46,4% (по 0,79 %/год). Максимальные абсолютные потери объёма льда (почти 5,4 км³) отмечены у ледников Северной Джунгарии.

Средняя за 59 лет величина баланса массы оледенения изменяется от –34 г/см² в Северной Джунгарии до –39 г/см² (из-за стаивания половины ледников) в Восточной Джунгарии, составив в целом по казахстанской её части –36 г/см². Иначе говоря, общая безвозвратная потеря массы со всей площади ледников за это время составила более 21 м в водном эквиваленте (в.э.). Эти величины указывают на устойчивый отрицательный баланс массы джунгарских ледников и их деградацию в течение всего исследуемого периода. Такая тенденция в настоящее время доминирует, и очевидно, что в условиях продолжающегося потепления климата высокогорья процесс дегляциации не остановится.

Бассейны рек Чарын и Текес расположены к югу от горной Джунгарии, за долиной р. Или и хребтом Кетмень (Узынкара). Современное оледенение в этих бассейнах располагается между 79°13' и 80°13' в.д. и 42°41' и 40°17' с.ш. (на юго-востоке Алматинской области) на северных склонах хребтов Терскей-Алатау и Сарыджаз и на западных склонах Меридионального хребта, входящих в горную систему Центрального Тянь-Шаня. Первое обследование ледников района провёл украинский академик В.В. Резниченко более 100 лет назад, в 1915 г. [7]. Он не учёл тогда многие мелкие ледники и обнаружил здесь лишь 74 ледника площадью 116 км². В конце 1960-х годов автором на основе аэрофотосъёмки 1956 г. составлен первый Каталог ледников бассейнов рек Чарын и Текес; было учтено 184 ледника с общей площадью чистого льда 143,9 км² и объёмом льда 6,3584 км³. Тогда наиболее крупными по размерам были три ледника, залегающие в верховьях р. Баянкол: сложные долинные ледники Симонова (№ 89) и Мраморной стены (№ 94), а также долинный ледник Баянкол (№ 91) с общей площадью около 50 км². Крупнейшим среди них был ледник Мраморной стены, длина которого составляла 7,3 км, а

площадь — 22,4 км². Средняя абсолютная высота участка хр. Сарыджаз, с которого начинаются эти ледники, достигает 5700 м.

Вторая каталогизация ледников обоих бассейнов выполнена по материалам аэрофотосъёмки 1990 г. (тогда здесь было зафиксировано 159 ледников общей площадью 116,0 км²), а третья — проведена В.И. Морозовой с использованием космических снимков Landsat 2006 г. Наконец, последний Каталог ледников района по их состоянию на 2013 г. составлен З.С. Усмановой [8]. Тогда здесь оставалось 144 ледника с общей площадью 100,1 км². Для оценки состояния оледенения бассейнов рек Чарын и Текес в 2015 г., как и для других горно-ледниковых районов, использованы расчёты по формулам сложных процентов. В 2015 г. здесь сохранилось 144 ледника с общей площадью 99,1 км² и объёмом 4,8260 км³. Таким образом, за 59 лет (1956–2015 гг.) число ледников в районе сократилось на 40 (на 22%), их общая площадь — на 44,8 км² (на 31%, по 0,53 %/год), а объём — на 1,5324 км³ (на 24%, по 0,41 %/год).

Средняя годовая величина баланса массы льда оказалась равной 20 г/см². Таким образом, невозобновимые потери вещества за 59 лет составили 12 м в.э. со всей поверхности ледников. Среди всех ледниковых районов Казахстана потери площади и массы льда в бассейне Текеса оказались наименьшими, что однозначно обусловлено самым высоким гипсометрическим уровнем, на котором здесь залегают ледники (до 5000–6000 м).

Бассейны левых притоков р. Или — северный склон Заилийского (Иле) Алатау. Первые достаточно достоверные сведения о размерах оледенения северного склона Заилийского Алатау в середине 1940-х годов приведены в работе Н.Н. Пальгова [9]. По его данным, тогда здесь насчитывалось 194 ледника с общей площадью 297 км². Первоначальной же «точкой отсчёта», слежения за состоянием ледниковой системы северного склона Заилийского (Иле) Алатау, послужил 1955 г., когда здесь впервые была выполнена аэрофотосъёмка в пределах всего макросклона хребта. Её материалы легли в основу составленного Каталога ледников этих бассейнов, а также карты оледенения хребта в масштабе 1:100 000. В 1979 и 1990 гг. составлены второй и третий Каталоги по данным АФС, покрывшей территорию гляциальной зоны хребта. По

Таблица 2. Изменение площади оледенения (км²) по частным бассейнам северного макросклона Заилийского Алатау за 1955–2008 гг.

Речные бассейны	1955 г.	1979 г.	1990 г.	2008 г.	1955–2008 гг.	
					км ²	%
Узункаргалы	12,9	10,31	9,17	7,64	–5,26	–40,8
Чемолган	2,6	2,24	1,54	1,06	–1,54	–59,2
Каскелен	13,5	12,86	10,67	8,13	–5,37	–39,8
Аксай	13,5	12,49	10,64	8,64	–4,86	–36,0
Каргалинка	3,9	2,89	2,44	1,98	–1,92	–49,2
Бол. Алматинка	33,9	25,25	21,94	18,08	–15,82	–46,7
Мал. Алматинка	9,3	8,12	6,35	5,62	–3,68	–39,6
Талгар	112,5	89,24	79,70	67,81	–44,69	–39,7
Иссык	49,5	36,77	34,76	30,58	–18,92	–38,2
Тургень	35,7	28,88	26,34	21,93	–13,77	–38,6
Всего	287,3	229,05	203,55	171,47	–115,83	–40,3

их материалам была создана новая карта оледенения хребта в масштабе 1:25 000. Точность определения площадей увеличилась на порядок и составила 0,01 км², а ошибка их измерений не превышала 2–3%. Результаты этих определений обобщены в работах [10, 11].

Четвёртый по счёту Каталог ледников района по их состоянию на 2008 г. составлен по данным космических снимков Ikonos, ALOS, IRS и Landsat в двух вариантах — А.Л. Кокаревым [12] и, параллельно и независимо, нами. Определения площади льда по обоим вариантам дали весьма близкие результаты — 171,958 и 171,477 км² соответственно. Имеющиеся данные за четыре «реперных» года (1955, 1979, 1990 и 2008 гг.) позволили получить объективную информацию о темпах и интенсивности этих изменений для суждения о направленности процессов массообмена ледниковой системы за 53 года. Как и в других ледниковых районах, изменение числа ледников происходило за счёт их полного стаивания, распада крупных ледников на более мелкие и отчленения притоков. За эти годы в сумме преобладали второй и третий процессы, что привело к увеличению числа ледников на 76 — с 307 до 383.

Сопоставление данных Каталогов ледников за четыре временных среза показывает заметное сокращение площади оледенения района (табл. 2). Наибольшему сокращению подверглось мелкое дисперсное оледенение бассейнов Чемолгана, Каргалинки и Большой Алматинки. Менее значительны потери площади льда у

ледников бассейнов Аксяя, Иссыка и Тургени, залегающих в глубоких и затенённых формах рельефа. Увеличение численности ледников к 2008 г. способствовало росту дробности оледенения, показателем которой служит средняя площадь ледника в системе, которая сократилась на $0,55 \text{ км}^2$ – с $0,94$ до $0,39 \text{ км}^2$.

Представляет интерес и изменение размеров самых крупных ледников макросклона хребта. В 1955 г. в первую пятёрку самых больших по площади входили следующие ледники: Дмитриева (№ 134) – $17,0 \text{ км}^2$; Шокальского (№ 167) – $10,8 \text{ км}^2$; Горного института (№ 234) – $9,4 \text{ км}^2$; Григорьева – $8,5 \text{ км}^2$; Пальгова – $7,1 \text{ км}^2$. В процессе деградации ледники Горного института и Григорьева разделились на три ледника, ледник Дмитриева – на четыре (к 2012 г. он распался уже на шесть ледников, а ледник Шокальского – на семь). В результате в 2008 г. самым крупным по площади остался ледник Дмитриева, точнее – его левая ветвь ($5,655 \text{ км}^2$), за ним следуют ледники Кассина – $4,896 \text{ км}^2$, Пальгова – $4,713 \text{ км}^2$ и Горного института – $4,200 \text{ км}^2$.

За 53 года площадь оледенения северного макросклона хребта сократилась на $115,83 \text{ км}^2$ – с $287,3$ до $171,47 \text{ км}^2$, т.е. на $40,3\%$. Средняя скорость сокращения площади ледников за весь период составила $2,185 \text{ км}^2/\text{год}$, по $0,76 \text{ \%/год}$.

По всем бассейнам левых притоков р. Или для четырёх «реперных» лет получены величины объёмов ледников, рассчитанные по формуле Н.В. Ерасова [13]. За весь период (с 1955 по 2008 г.) ледники района потеряли $49,5\%$ объёма в 1955 г., по $0,93 \text{ \%/год}$. По рассчитанным потерям объёма льда, отнесённым к средней площади оледенения, оценены величина и знак баланса массы ледниковой системы за 53 года. Среднее годовое значение баланса массы оледенения за этот период оказалось равным $-40,2 \text{ г/см}^2$. Общая безвозвратная потеря массы со всей площади ледников за это время составила около 22 м в.э.

Июль 2015 г. в рассматриваемом районе оказался самым тёплым за весь период метеонаблюдений (с 1879 г.). Средняя месячная температура в Алматы составила $27,2 \text{ }^\circ\text{C}$, а максимальная $37,1 \text{ }^\circ\text{C}$. На высоте 3800 м средняя температура июля равнялась $5 \text{ }^\circ\text{C}$, а максимальная $15 \text{ }^\circ\text{C}$. Именно к 2015 г. в бассейнах района растаяли около шести десятков мелких ледников с площадью $0,05 \text{ км}^2$ и менее, а число ледников к этому

году уменьшилось до 318. Согласно расчётам по формуле сложных процентов, в 2015 г. эти ледники имели общую площадь $162,5 \text{ км}^2$ и объём льда почти $5,2 \text{ км}^3$.

Информация о состоянии ледников отражает процесс сокращения площади и объёма оледенения северного склона Заилийского Алатау и указывает на преобладание отрицательного баланса массы ледников и их деградацию на протяжении 60 лет.

Бассейн р. Чилик лежит между хребтами Заилийский Алатау и Кунгей Алатау. В 1950-х годах прошлого века Н.Н. Пальгов [9] достаточно точно оценил площадь оледенения бассейна Чилика в 300 км^2 , из которых 141 км^2 приходилось на южный склон Заилийского Алатау.

Позднее, с использованием крупномасштабных карт и материалов АФС были составлены три Каталога ледников бассейна р. Чилик, отражающие состояние оледенения в 1955, 1979 и 1990 гг. Кроме того, выполнено дешифрирование космоснимков Landsat, показывающих состояние оледенения бассейна в 2005 г. В 1955 г. в бассейне было учтено 257 ледников с общей площадью $286,96 \text{ км}^2$ и объёмом льда $16,0220 \text{ км}^3$. При этом на южном склоне Заилийского Алатау насчитывалось 87 ледников с общей площадью $136,38 \text{ км}^2$ и объёмом льда $8,7079 \text{ км}^3$; на северном склоне Кунгей Алатау было 169 ледников с общей площадью $133,28 \text{ км}^2$ и объёмом льда $5,8442 \text{ км}^3$. На Чилико-Кеминской перемычке находился один ледник – Жангырык с площадью $17,3 \text{ км}^2$.

С 1955 по 2005 г. в бассейне Чилика растаяло 72 ледника с суммарной площадью $5,23 \text{ км}^2$. За это же время здесь распалось 58 ледников, в результате за 50 лет число ледников увеличилось на 14 – с 257 до 271. Площадь оледенения здесь за те же 50 лет сократилась с $286,96$ до $207,47 \text{ км}^2$, т.е. почти на 80 км^2 , по $1,59 \text{ км}^2/\text{год}$. Величина относительной потери площади льда составила $27,7\%$, по $0,55 \text{ \%/год}$. Средние размеры ледника в 1955 г. составляли $1,12 \text{ км}^2$, в 1979 г. – $1,03 \text{ км}^2$, в 1990 г. – $0,85 \text{ км}^2$, в 2005 г. – $0,77 \text{ км}^2$. И в 2005 г. ледник Корженевского, хотя и потерял более 3 км^2 своей площади, по-прежнему оставался самым крупным в Казахстане с длиной $10,3 \text{ км}$ и площадью $34,26 \text{ км}^2$. Объём ледников в бассейне за 50 лет сократился на $4,59 \text{ км}^3$ при относительной убыли массы льда на $28,6\%$, по $0,57\%/год$. Сводные данные по из-

Таблица 3. Изменение числа ледников и их площади в бассейне р. Чилик за 1955–2005 гг.

Бассейн р. Чилик	1955 г.		1979 г.		1990 г.		2005 г.		1955–2005 гг.	
	<i>K</i>	<i>F</i>	<i>K</i>	<i>F</i>	<i>K</i>	<i>F</i>	<i>K</i>	<i>F</i>	<i>K</i>	<i>F</i>
Южный склон Заилийского Алатау	88	153,7	82	136,71	104	130,56	109	122,97	+21	–30,73
Северный склон Кунгей Алатау	169	133,3	155	107,73	162	94,55	162	84,50	–7	–48,80
Бассейн р. Чилик в целом	257	287,0	237	244,44	266	225,11	271	207,47	+14	–87,53

менению основных характеристик оледенения (число ледников и их площадь) в бассейне Чилика за 50 лет приведены в табл. 3.

Величина баланса массы ледников, рассчитанная по разности объёмов льда в 1955 и 2005 гг., отнесённая к средней площади льда за этот период, оказалась равной -26 г/см^2 для южного склона Заилийского Алатау, -43 г/см^2 – для северного склона Кунгей Алатау и -33 г/см^2 – для бассейна р. Чилик в целом. Безвозвратные потери льда в бассейне за 50 лет составили около 17 м в.э. со всей поверхности ледников. После 2005 г. сокращение размеров оледенения в бассейне продолжалось с не меньшей интенсивностью, что подтвердилось во время облётов на вертолёте гляциальной зоны района в августе 2013 г.

Для оценки состояния ледников в 2015 г. использованы выявленные тенденции в изменении размеров оледенения на обоих хребтах за 1955–2005 гг. За 10 лет (2005–2015 гг.) должны были бы растаять около полусотни ледников с площадями менее $0,05 \text{ км}^2$, т.е. в 2015 г. в бассейне должны остаться 220 ледников. Расчёты по формулам сложных процентов, а также по уравнениям линий трендов показали, что в 2015 г. площадь оледенения на южном склоне Заилийского Алатау составила 117 км^2 , на северном склоне Кунгей Алатау – 75 км^2 и по бассейну р. Чилик – 192 км^2 . Объём льда по бассейну в целом в 2015 г. был определён в $10,8 \text{ км}^3$. Оледенение бассейна Чилика, особенно на северном склоне Кунгей Алатау, продолжает своё существование в условиях заметной дезинтеграции и деградации.

Бассейны рек Мерке и Аспара – единственный участок Киргизского хребта в пределах Казахстана. Ледники этих бассейнов мало известны и почти не упоминаются в научной литературе. Лишь в 1962 г. экспедиция Ленинградского государственного педагогического института имени Герцена под руководством Е.В. Максимова провела рекогносцировочное обследование лед-

ников этого района. Результаты обследования, а также АФС 1955 г. легли в основу составленного Е.В. Максимовым и В.Я. Бажевой Каталога ледников района. Повторная инвентаризация ледников проведена в этом районе лишь в 2013 г. В 1955 г. здесь было 20 ледников общей площадью $8,9 \text{ км}^2$ с объёмом льда $0,2553 \text{ км}^3$. При этом более одной трети этой площади ($3,2 \text{ км}^2$) приходилось на самый крупный долинный асимметричный ледник Казахстан (№ 19). Для района в целом свойственны малые формы оледенения, прежде всего различные варианты каровых ледников. Из 20 ледников 17 так или иначе связаны с карами.

Для оценки современного состояния ледников в этих бассейнах использовались космические снимки Landsat 27 августа 2013 г., дешифрирование которых позволило установить число ледников, определить их контуры и подсчитать их площадь и объём льда. В результате установлено, что к 2013 г. здесь растаяло три ледника (все в верховьях р. Аспара), а один ледник распался на два. Таким образом, в этих бассейнах сохранилось 18 ледников общей площадью $4,163 \text{ км}^2$ с объёмом льда $0,0897 \text{ км}^3$. Площадь самого крупного в бассейне р. Мерке ледника Казахстан сократилась в два раза – с $3,2$ до $1,607 \text{ км}^2$. Также почти вдвое уменьшилась средняя площадь ледника в обоих бассейнах – с $0,41$ до $0,23 \text{ км}^2$. Согласно расчётам по формулам сложных процентов, в 2015 г. площадь оледенения в районе сократилась до $4,087 \text{ км}^2$, а объём – до $0,0877 \text{ км}^3$. За исследуемый период (1955–2015 гг.) площадь оледенения здесь уменьшилась на $4,81 \text{ км}^2$ – с $8,9$ до $4,09 \text{ км}^2$, по $0,080 \text{ км}^2/\text{год}$, т.е. на 54%, или по $0,90 \text{ %/год}$. Более значительными темпами сокращался объём льда, который уменьшился на $0,1676 \text{ км}^3$ – с $0,2553$ до $0,0877 \text{ км}^3$, т.е. по $0,0028 \text{ км}^3/\text{год}$, или по $1,09 \text{ %/год}$.

Величина среднего годового баланса массы льда за период оказалась равной -39 г/см^2 , т.е. безвозвратная потеря ледниковой массы со-

ставила около 23 м в.э. Ледники бассейнов рек Мерке и Аспара продолжают своё существование в режиме интенсивной деградации.

Бассейн р. Асса. Большая его часть расположена на территории Кыргызской Республики. В пределах Казахстана находится крайний западный участок этого бассейна, куда входят верховья рек Аксай и Коксай — правых притоков р. Асса. Их территория лежит на северном склоне хр. Таласский Алатау (Западный Тянь-Шань). Оледенение этих бассейнов среди всех горноледниковых районов Казахстана наименее изучено. Об этом, в частности, свидетельствует тот факт, что в Каталоге ледников бассейна р. Асса, составленном сотрудниками УГМС Киргизской ССР по материалам АФС 1957 г., в графах таблицы, содержащей сведения о ледниках, вместо конкретных величин стоят знаки вопроса. По данным этого Каталога, в 1957 г. в бассейне р. Асса было зафиксировано 20 ледников общей площадью, включая погребённые льды, 4,6 км².

В конце 1960-х годов при дешифрировании тех же АФС 1957 г. мы несколько уточнили размеры оледенения района. По уточнённым данным, в этом году в бассейнах рек Аксай и Коксай было 29 ледников с общей площадью открытого льда 5,4 км² и объёмом льда 0,0902 км³. Средняя площадь ледника составляла 0,19 км². Для суждения о нынешнем состоянии оледенения в этом бассейне, как и для бассейнов рек Мерке и Аспара, использованы космоснимки Landsat 15 августа 2013 г. Установлено, что к 2013 г. здесь растаяло 13 малых ледников площадью 0,5 км², а за счёт распада образовалось шесть «новых» ледников. Таким образом, к 2013 г. здесь осталось 22 ледника общей площадью 2,653 км² и объёмом льда 0,0311 км³. Судя по результатам расчётов по формулам сложных процентов, в 2015 г. в обоих бассейнах площадь оледенения составила 2,605 км², а объём льда — 0,0304 км³.

Итак, за 58 лет (1957–2015 гг.) число ледников в бассейнах рек Аксай и Коксай в результате стаивания мелких ледников (площадью 0,1 км² и менее) уменьшилось с 29 до 22. Площадь льда сократилась с 5,4 до 2,60 км², т.е. на 2,8 км², по 0,048 км²/год. Относительная величина сокращения площади за весь период составила 52%, по 0,89 %/год. Средняя площадь ледника уменьшилась на одну треть — с 0,19 до 0,12 км². Объём льда сократился с 0,0902 до 0,0304 км³, т.е. на

0,0598 км³, по 0,0010 км³/год. Относительное значение убыли объёма льда составило 66%, по 1,14 %/год. Сокращение размеров оледенения района обусловило отрицательный баланс массы, средняя годовая величина которого составила –23 г/см². Со всей поверхности ледники потеряли более 13 м в.э. Таким образом, ледники казахстанской части бассейна р. Асса продолжают деградировать, оставляя при своём отступании свежие моренные отложения и многочисленные участки мёртвого льда.

Бассейн р. Арысь. Верховья левых притоков р. Арысь представляют собой крайний северо-западный район современного оледенения Западного Тянь-Шаня. Это — бассейны рек Жебагылы и Аксу с притоками Жусалы и Бадам, в которые впадает р. Сайрам с притоком Балдабрек. Ледники здесь залегают на северных склонах отрогов Таласского Алатау и северо-западных склонах Угамского хребта. Первая каталогизация ледников бассейна р. Арысь проведена по материалам АФС 1957 г. Тогда здесь было учтено 156 ледников с общей площадью (без погребённых льдов) 35,3 км² и объёмом льда 0,7815 км³. Для оценки современного состояния оледенения бассейна р. Арысь В.И. Морозовой составлены новая карта и новый Каталог ледников района с использованием космоснимков Landsat 2011 г. В 2011 г. здесь сохранилось 139 ледников с «чистой» площадью 22,176 км² и объёмом льда 0,4173 км³. Изменение основных показателей оледенения района года приведено в табл. 4.

За 54 года в бассейне растаяло 45 малых ледников площадью 0,1 км² и менее. За то же время в результате распада здесь образовалось 28 ледников. Число ледников сократилось на 11%. Наряду с заметным уменьшением числа ледников, не менее интенсивно сокращались их площади — с 35,3 до 22,176 км², т.е. на 13,12 км², по 0,243 км²/год. Относительное сокращение площади льда за этот период составило 37,2%, т.е. по 0,69 %/год. Средняя площадь ледника сократилась на одну треть — с 0,23 км² в 1957 г. до 0,16 км² в 2011 г. Объём ледников уменьшился с 0,7815 до 0,4173 км³, т.е. на 0,3642 км³, по 0,00674 км³/год при относительном сокращении объёма на 47%, по 0,87 %/год. Более резкое уменьшение объёма ледников по сравнению с их площадью связано с распадом на четыре части са-

Таблица 4. Изменение числа ледников и их площади в бассейнах рек Арысь и Майдантал за 1957–2011 гг.

Речные бассейны	1957 г.		2011 г.		1957–2011 гг.	
	<i>K</i>	<i>F</i>	<i>K</i>	<i>F</i>	<i>K</i>	<i>F</i>
<i>Р. Арысь</i>						
Жебаглысу	22	4,7	17	3,4	-5	-1,347
Аксу	80	14,4	60	8,3	-20	-6,104
Балдабрек	16	4,7	18	2,7	+2	-1,984
Сайрам	38	11,5	44	7,8	+6	-3,689
<i>Всего</i>	156	35,3	139	22,2	-17	-13,124
<i>Р. Майдантал</i>						
Атжайлау-Карабулак	20	7,75	21	5,7	+1	-2,061
Чотан (Шынгыз)	12	13,9	20	10,6	+8	-3,312
Ашугор	8	4,25	11	2,5	+3	-1,786
Корумтор	9	3,6	14	2,2	+5	-1,408
Аютор	18	14,7	29	11,4	+11	-3,314
Койна-зарсай	20	5,6	24	3,6	+4	-2,033
<i>Всего</i>	87	49,8	119	36,0	+32	-13,914

мого крупного в бассейне ледника № 70, имевшего в 1957 г. площадь 3,2 км² и объём 0,1546 км³. Годовой баланс ледников за эти годы был отрицательным и составил -21 г/см². Безвозвратная потеря массы льда за это время – около 11,5 м в.э. К 2015 г. здесь растаяло ещё 10 ледников с площадью менее 0,02 км² каждый. Таким образом, в 2015 г. оставшиеся 129 ледников имели площадь 21,57 км², а объём – 0,4030 км³.

Бассейн р. Майдантал, правой составляющей р. Пскем, расположен между Таласским Алатау и хребтами Угамским и Майданталским системы Западного Тянь-Шаня. Первый Каталог ледников бассейна р. Майдантал составлен сотрудниками Узбекского Гидрометцентра по материалам АФС 1957 г. Тогда в бассейне насчитывалось 87 ледников общей площадью (без погребённых льдов) 49,8 км² и объёмом 1,5953 км³. Самым крупным в бассейне в 1957 г. был карово-долинный ледник Аютор-2 (№ 172) площадью 3,9 км² и длиной 3,8 км.

Второй Каталог ледников бассейна р. Майдантал составлен В.И. Морозовой с использованием космоснимков Landsat 2011 г. Согласно её подсчётам, в 2011 г. в бассейне зафиксировано 119 ледников с общей площадью 35,885 км² и объёмом 0,9529 км³. Таким образом, за прошедшие 54 года (1957–2011 гг.) число ледников увеличилось на 32, или 37%. При этом здесь полностью растаяло шесть ледников, а за счёт распада

образовалось 38 ледников. Площадь оледенения сократилась на 13,914 км², или на 28%, а объём льда – на 0,6424 км³, или на 40%. Изменение основных характеристик оледенения за этот период по частным бассейнам района представлено в табл. 4.

Площадь ледников сокращалась со средней скоростью 0,258 км²/год, по 0,52 %/год, а объём льда – по 0,012 км³/год, т.е. по 0,74 %/год. Первенство по размерам от ледника № 172 перешло к долинному леднику № 142 (бассейн р. Чотан) с площадью в 2011 г. 3,186 км². Средняя же площадь ледника сократилась почти вдвое – с 0,57 до 0,30 км². Средний годовой баланс массы за весь период составил -25 г/см², а безвозвратные потери вещества -13,5 м в.э. Рассчитанные по формулам сложных процентов площадь и объём 116 ледников, сохранившихся в бассейне р. Майдантал в 2015 г., составили соответственно 35,14 км² и 0,9250 км³.

Итоги мониторинга оледенения Казахстана за 60 лет

Сводные данные по изменению основных показателей оледенения во всех горно-ледниковых районах Казахстана с оценкой состояния ледников в 2015 г. представлены в табл. 5. За 60 лет, несмотря на некоторое увеличение числа ледников из-за их распада, за счёт стаивания ледников их число уменьшилось на 739, или на 26,5%. Число ледников сократилось во всех ледниковых районах, кроме бассейнов левых притоков р. Или и р. Майдантал в Западном Тянь-Шане, а также на хр. Саур. За исследуемый период площадь ледников сократилась с 1744,8 до 1032,1 км², т.е. на 712,7 км², по 11,9 км²/год. Относительное уменьшение площади составило 40,8%, по 0,68 %/год. Наибольшие потери ледниковой площади испытали северные склоны Заилийского и Джунгарского Алатау – 124,8 и 121,6 км² соответственно. Средняя площадь ледника по всем районам сократилась на 0,12 км² – с 0,62 до 0,50 км². В середине прошлого века самым «оледенелым» в стране был север Джунгарского Алатау с площадью 304,1 км². В 2015 г. первенство по этому показателю перешло к бассейну р. Чилик с площадью льда в 192 км². Уменьшение объёма льда составило более 30 км³,

Таблица 5. Состояние и изменения оледенения гор Казахстана за 1955–2015 гг.

Район (речной бассейн)	1955–1957 гг.			2015 г.			1955–2015 гг.		
	<i>K</i>	<i>F</i>	<i>V</i>	<i>K</i>	<i>F</i>	<i>V</i>	<i>K</i>	<i>F</i> (%)	<i>V</i>
Алтай	323	71,4	2,4063	116	37,2	1,1205	–207	–34,2 (47,9)	–1,2858
Саур	18	14,8	0,4696	21	11,0	0,3268	+3	–3,8 (25,7)	–0,1428
Дж.–Восток*	208	95,5	3,9288	74	52,2	2,0237	–134	–43,3 (45,3)	–1,9051
Дж.–Север	348	304,1	12,4543	294	182,5	7,0825	–54	–121,6 (40,0)	–5,3718
Дж.–Запад	382	215,0	8,5542	250	115,0	4,5643	–132	–100,0 (46,5)	–3,9899
Дж.–Юг	474	226,4	8,3688	332	117,2	4,1796	–142	–109,2 (48,2)	–4,1892
Р. Текес	184	143,9	6,3584	144	99,1	4,8260	–40	–44,8 (31,1)	–1,5324
Левые притоки р. Или	307	287,3	10,9857	318	162,5	5,2000	+11	–124,8 (43,4)	–5,7857
Р. Чилик	257	287,0	16,0220	220	192,0	10,8000	–37	–95,0 (33,1)	–5,2220
Р. Мерке	20	8,9	0,2553	18	4,1	0,0877	–2	–4,8 (53,9)	–0,1676
Р. Асса	29	5,4	0,0902	22	2,6	0,0304	–7	–2,8 (51,8)	–0,0598
Р. Арысь	156	35,3	0,7815	129	21,6	0,4030	–27	–13,7 (38,8)	–0,3785
Р. Майдантал	87	49,8	1,5953	116	35,1	0,9250	+29	–14,7 (29,5)	–0,6703
Всего	2793	1744,8	72,2704	2054	1032,1	41,5695	–739	–712,7 (40,8)	–30,701

*Дж. – Джунгарский Алатау.

по 0,51 км³/год, при относительном сокращении объёма в 42,5%, или по 0,71 %/год.

Как и 60 лет назад, почти 90% площади оледенения Казахстана (920,5 км²) сосредоточено в Семиречье – Жетысу, т.е. на юге и востоке Алматинской области. При таком сокращении размеров оледенения баланс массы ледников был существенно отрицательным и оказался равным –33 г/см². Безвозвратные потери массы льда со всей ледниковой площади составили около 20 м в.э.

Средний годовой ледниковый сток с гор Казахстана оценивается в 1,824 км³, или 1,23 млн м³ с 1 км² площади льда. По отдельным районам доля ледникового стока в общем речном стоке колеблется от 0,6% в Казахстане до 25,0% на северном склоне Зайлийского Алатау и 26,0% в бассейне р. Чилик. Сток всех рек Казахстана оценивается примерно в 100 км³/год, из которых около половины формируется на территории страны. В этой последней величине (50 км³) доля ледникового стока составляет 1,8 км³, или 3,6%.

Литература

1. Каталог ледников СССР: Т. 13–15. Л.: Гидрометеиздат, 1968–1980.
2. Руководство по составлению Каталога ледников СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1966. 154 с.

Заклучение

Полученные за 60 лет данные по деградации оледенения гор Казахстана представляют собой базовую основу для мониторинга последующих изменений, происходящих с ледниками в разных горно-ледниковых районах Казахстана. Поэтому крайне важно проводить повторные каталогизации ледников (не реже одного раза в 10–15 лет) на основе дистанционных измерений из космоса. В дальнейшем это позволит получать однородные данные для сравнительного анализа поведения и состояния ледников разных морфологических типов, размеров и экспозиций в условиях современных и будущих изменений климата. Результаты повторных каталогизаций могут быть использованы как для обоснованных оценок изменений самого оледенения, так и для выявления изменчивости характеристик климата и стока высокогорья, существенно меняющихся в современную эпоху. Эти результаты позволят более объективно и точно прогнозировать состояние горного оледенения в близком и отдалённом будущем.

References

1. *Katalog lednikov SSSR*. USSR Glacier Inventory. V. 13–15. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1968–1980. [In Russian].
2. *Rukovodstvo po sostavleniyu Kataloga lednikov SSSR*. Guide to the compilation of the USSR Glacier Inventory. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1966: 154 p. [In Russian].

3. Вилесов Е.Н. Динамика и современное состояние оледенения гор Казахстана. Алматы: КазНУ, 2016. 268 с.
4. Вилесов Е.Н., Морозова В.И., Северский И.В. Оледенение Джунгарского (Жетысу) Алатау: прошлое, настоящее, будущее. Алматы: Казах. нац. ун-т, 2013. 244 с.
5. Мазо А.Б., Глазырин Г.Е. Метод расчета объема стационарного горного ледника // Тр. САРНИГМИ. 1986. Вып. 17 (198). С. 88–98.
6. Тронов М.В. Ледники и климат. Л.: Гидрометеоиздат, 1966. 407 с.
7. Резниченко В.В. Оледенения на севере узла Хан-Тенгри // Тр. 3-го Всес. съезда геологов, 20–26 сентября 1928 г. Вып. 2. Ташкент, 1930. С. 65–78.
8. Усманова З.С. Оценка изменений ледников бассейнов рек Шарын и Текес (казахстанская часть бассейна реки Иле) по данным космического мониторинга // Вест. Казах. нац. ун-та. Сер. геогр. 2014. № 1 (38). С. 72–79.
9. Пальгов Н.Н. Современное оледенение в Заилийском Алатау. Алма-Ата: изд. АН КазССР, 1958. 312 с.
10. Вилесов Е.Н., Макаревич К.Г., Поляков В.Г. Пространственно-временная изменчивость ледниковой системы Заилийского Алатау // МГИ. 1993. Вып. 76. С. 90–95.
11. Вилесов Е.Н., Уваров В.Н. Эволюция современного оледенения Заилийского Алатау в XX веке. Алматы: изд. Казах. нац. ун-та, 2001. 252 с.
12. Кокарев А.Л. Оценка современных изменений горно-ледниковых систем Юго-Восточного Казахстана: Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. Алматы: Институт географии, 2009. 20 с.
13. Ерасов Н.В. Метод определения объема горных ледников // МГИ. 1968. Вып. 14. С. 307–308.
3. Vilesov E.N. *Dinamika i sovremennoye sostoyanie oledeniya gor Kazakhstana*. Dynamics and current state of the glaciation in the mountains of Kazakhstan. Almaty: KazNU, 2016: 268. [In Russian].
4. Vilesov E.N., Morozova V.I., Seversky I.V. *Oledeniye Dzhungarskogo (Zhetysu) Alatau: proshloye, nastoyashchee, budushchee*. Glaciation of the Dzungarian (Zhetysu) Alatau: past, present, future. Almaty: KazNU, 2013: 244 p. [In Russian].
5. Mazo A.B., Glazyrin G.E. Method for calculating the volume of a stationary mountain glacier. *Trudy Sredneaziatskogo regional'nogo nauchno-issledovatel'skogo gidrometeorologicheskogo instituta*. Proc. of the Central Asian Regional Hydrometeorological Research Institute. 1986, 17 (198): 88–98. [In Russian].
6. Tronov M.V. *Ledniki i klimat*. Glaciers and climate. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1966: 407 p. [In Russian].
7. Reznichenko V.V. Glaciation in the north of the Khan-Tengri knote. *Trudy 3-go Vsesoyuznogo s'ezda geologov, 20–26 sentyabrya 1928g*. Proc. of the 3rd All-Union Congress of Geologists, September 20–26, 1928. Tashkent, 1930: 65–78. [In Russian].
8. Usmanova Z.S. Assessment of changes in glaciers in the basins of the Sharyn and Tekes rivers (Kazakhstan part of the Ile river basin) according to space monitoring data. *Vestnik Kazakhskogo Natsional'nogo Universiteta. Seriya geograficheskaya*. Herald of the Kazakh National University. Geographic Series. 2014, 1 (38): 72–79. [In Russian].
9. Pal'gov N.N. *Sovremennoye oledeniye v Zailiyskom Alatau*. Present-day glaciation in the Trans-Ili Alatau. Alma-Ata: Academy of Sciences of the Kazakh SSR, 1958: 312 p. [In Russian].
10. Vilesov E.N., Makarevich K.G., Polyakov V.G. Spatial-temporal variability of the glacial system of the Trans-Ili Alatau. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1993, 76: 90–95. [In Russian].
11. Vilesov E.N., Uvarov V.N. *Evolutsiya sovremennogo oledeniya Zailiyskogo Alatau v XX veke*. Evolution of the modern glaciation of Trans-Ili Alatau in the 20th century. Almaty: KazNU, 2001: 252 p. [In Russian].
12. Kokarev A.L. *Otsenka sovremennykh izmeneniy gorno-lednikovyykh sistem Yugo-Vostochnogo Kazakhstana*. Assessment of current changes in the mountain-glacier systems of South-East Kazakhstan. PhD Thesis. Almaty, 2009: 20 p. [In Russian].
13. Erasov N.V. Method for the volume assessment of mountain glaciers. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1968, 14: 307–308. [In Russian].

Оценка современной динамики и прогноз гляциологических характеристик ледника Малый Актру (Центральный Алтай)

© 2018 г. В.В. Паромов*, Ю.К. Нарожный, Л.Н. Шантыкова

Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

*pvv0266@mail.ru

Estimation of current dynamics and forecast of glaciological characteristics of the Malyi Aktru Glacier (Central Altai)

V.V. Paromov*, Yu.K. Narozhnyi, L.N. Shantykova

National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia

*pvv0266@mail.ru

Received July 1, 2017

Accepted November 16, 2017

Keywords: *climate change, forecast, Gornyi Altai, mass balance characteristics, multiple regression, temporal dynamics.*

Summary

In the context of global and regional climatic changes in the Altai mountain region, observations performed in 1949–2014 demonstrated evident rises of air temperatures, both annual and seasonal means. Relative to the climatic norm (1949–1985), mean annual temperature (averaged for the period 1986–2014) had risen by 0.8–1.9 °C. The most significant warming took place in winter and spring. In winter, the positive difference with the mean value is approximately equal to 0.9–3.8 °C, while in spring 0.9 and 1.7 °C. Air temperatures in summer and autumn periods were rising as well. Changes in annual and seasonal precipitations were more variable. The autumn and winter periods are characterized by a decrease in precipitation. On average, it is respectively 17% and 6%. In the spring and summer seasons, the tendency is opposite since these periods are characterized by a weak increase in precipitation. On average for the whole territory, the increase in the mean climatic amount of seasonal precipitation was equal to 2% and 4% relative the climatic norm for 1966–1985, for spring and summer respectively. The amount of annual precipitation on the territory of Gornyi Altai remained unchanged. Under current climate conditions which are characterized by decreasing in winter precipitation, the air temperature rise during all seasons, and longer warm period the mass balance of the Malyi Aktru Glacier becomes drastically negative. Total accumulation decreases, the ablation increases, and as a result, the negative mass balance grows. Using the methods of exponential smoothing, given the type of the trend component in series of meteorological quantities, a forecast of a 10-year mean air temperature and the amount of atmospheric precipitation was made for the period 2021–2030. Using the appropriate regression equations, this allowed calculating predictive mean values of accumulation, ablation, and mass balance of the Malyi Aktru Glacier for the third decade of the XXI century.

Citation: Paromov V.V., Narozhnyi Yu.K., Shantykova L.N. Estimation of current dynamics and forecast of glaciological characteristics of the Malyi Aktru Glacier (Central Altai). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2018. 58 (2): 171–182. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2018-2-171-182

Поступила 1 июля 2017 г.

Принята к печати 16 ноября 2017 г.

Ключевые слова: *временная динамика, Горный Алтай, изменение климата, масс-балансовые характеристики, множественная регрессия, прогноз.*

Выполнен анализ современных изменений температуры воздуха и осадков на территории Горного Алтая и масс-балансовых характеристик ледника Малый Актру. Проведена верификация ранее разработанной модели прогноза суммарной аккумуляции и абляции на леднике. Дана прогнозная оценка средних величин суммарной аккумуляции, абляции и годового баланса массы на период 2021–2030 гг.

Введение

Глобальное потепление в последние 100 лет — наиболее яркая особенность изменения климата планеты. На региональном уровне наблюдаются изменение количества атмосферных осадков и приземных температур воздуха, а также увели-

чение частоты аномальных (часто экстремальных) гидрометеорологических явлений [1–4]. В связи с этим оценка современных изменений гляциологических характеристик горного оледенения становится одной из наиболее актуальных задач гляциологии и горной гидрологии. Изучение рядов масс-балансовых характе-

ристик позволяет определить реакцию горных ледников на современные климатические условия, а также прогнозировать значения этих характеристик, основываясь на перспективной оценке территориальных климатических параметров. Основные цели настоящего исследования – оценка современной динамики гляциометеорологических характеристик Центрального Алтая, а также краткосрочный прогноз суммарной аккумуляции S_n , абляции, в данном случае равной общему таянию за вычетом внутреннего питания ($A_n - f$) [5], и годового баланса массы B_n ледника Малый Актру как реперного для исследуемой территории.

Горный Алтай – один из самых высоких горных областей орогенного пояса Южной Сибири. Наиболее приподнятую его часть составляют хребты широтного направления – Катунский, Северо- и Южно-Чуйский, Шапшальский, Курайский и ряд других с высотами более 3000 м. Более низкая ступень свода – хребты субмеридионального направления – Теректинский, Сумультинский, Иолго и пр., в которых высота отдельных вершин более 2000 м. Третью, самую низкую ступень формируют хребты Семинский, Ануйский, Башелакский и другие со средней высотой около 1200 м.

Горный Алтай – область, где сталкиваются воздушные массы, сформировавшиеся в разных климатических зонах. Территория Алтая относится к переходной зоне, находящейся под влиянием монгольского, среднеазиатского и западносибирского типов климата [6]. Влага, выпадающая в виде атмосферных осадков, приносится на Алтай в основном западными, юго-западными и в меньшей мере северо-западными циклонами. Степень увлажнения долин и котловин Горного Алтая в значительной степени зависит от их ориентировки по отношению к западным влагонесущим потокам. Веерообразное расположение хребтов, с общим направлением с северо-запада на юго-восток, способствует глубокому проникновению влаги в глубь горной страны, вызывая рост количества осадков на склонах горных хребтов. Влияние гор Алтая на температуру воздуха не ограничивается высотным фактором – понижением температур воздуха с увеличением высоты местности, а представляет собой сложный и многообразный процесс. Самые низкие температуры воздуха в зимний

период регистрируются в межгорных котловинах, а не на горных склонах. С ноября по апрель в межгорных котловинах формируются мощные озёра холода, а на склонах – инверсионное распределение температур [7].

К наиболее изученным на Алтае относятся ледники бассейна Актру, расположенного в восточной части горного узла Биш-Иирду на северном склоне Северо-Чуйского хребта (рис. 1). В бассейне находится семь ледников, основная площадь которых расположена в высотном интервале 3200–3400 м. Масс-балансовые исследования на ледниках бассейна Актру начались в 1957 г. и продолжались до 2013 г. Ледник Малый Актру – долинный ледник в южной части бассейна. Его площадь в середине XIX в. составляла 3,4 км², в 1999 г. – 2,83 км² [5], современная площадь ледника (на 2013 г.) – около 2,5 км², область его питания лежит на высоте 3100–3200 м [8].

Исходные данные и методика исследования

Динамика климатических характеристик Горного Алтая. На основе данных многолетних наблюдений за приземной температурой воздуха и атмосферными осадками на восьми метеостанциях (ГМС) (из архива ВНИИГМИ-МЦД [9]), расположенных в низко-, средне- и высокогорье Алтая (табл. 1, см. рис. 1), выполнена оценка изменений приземной температуры воздуха и осадков на основе статистического анализа рядов данных метеорологических характеристик.

Для анализа изменения температуры воздуха отдельно за зимний (XI–III месяцы), летний (VI–VIII), весенний и осенний (соответственно IV–V и IX–X) сезоны использованы данные за 1949–2014 гг. Ряды средних за сезон приземных температур воздуха преобразовывались в значения отклонений от среднего (коэффициент ΔT) за период 1949–1985 гг., который был принят за базовый (климатическая норма), т.е. до начала современных климатических изменений. Выбор 1985 г. в качестве граничного объясняется тем, что, по данным исследования [10], десять самых тёплых лет на территории России с 1860 г. приходятся на период с середины 1980-х годов, а семь из них – на последнее десятилетие XX в. – начало XXI в. (1998, 2002, 2003, 2004, 2001 и др. в порядке от более тёплого к более холодному).

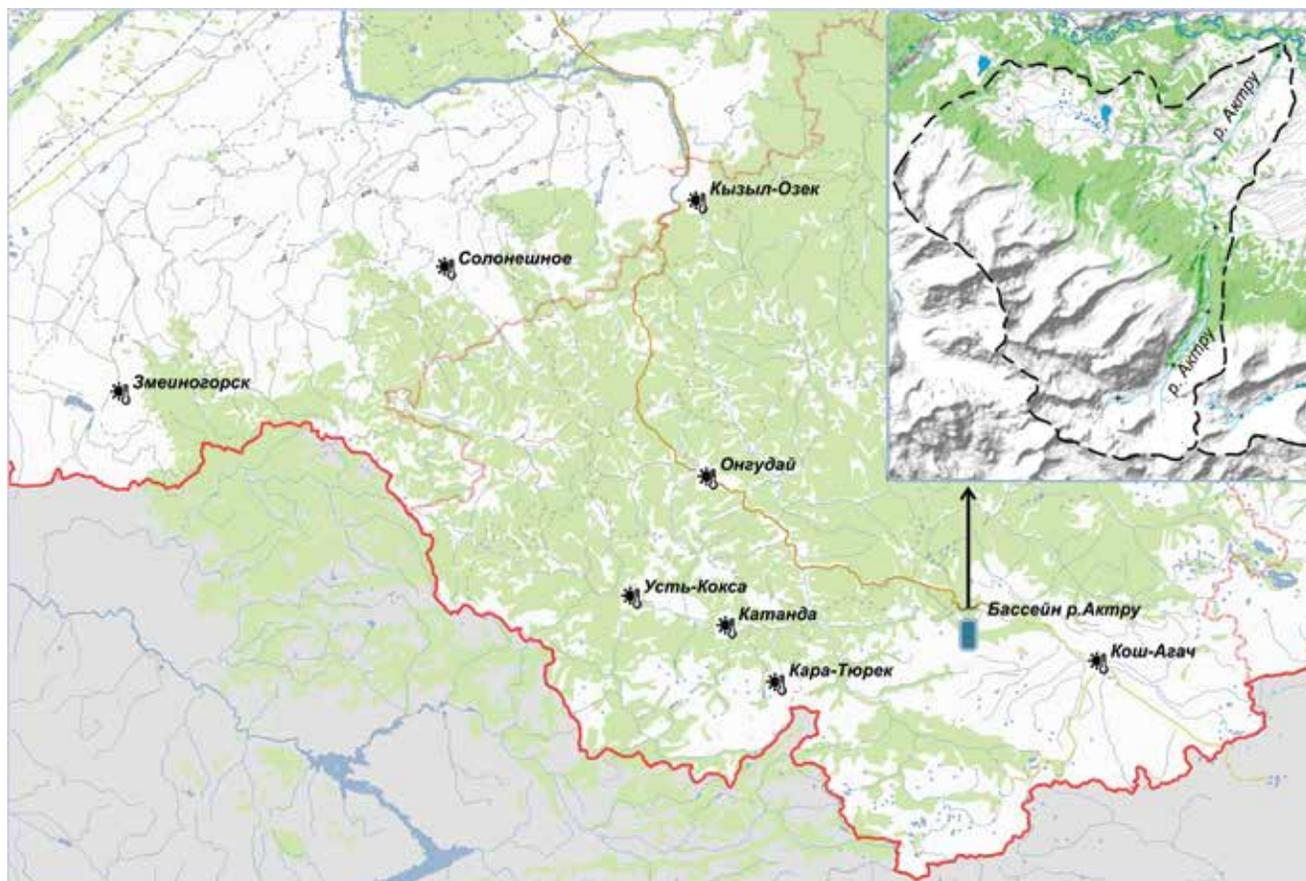


Рис. 1. Расположение бассейна р. Актру и метеостанций Росгидромета на территории Горного Алтая
Fig. 1. Location of the Aktru river basin and Roshydromet weather stations in the Gornyi Altai territory

Ряды сумм атмосферных осадков за год и отдельные сезоны года были переведены в значения безразмерного модульного коэффициента k_x , показывающего долю отклонения суммы осадков климатического сезона расчётного года X_s от среднееголетнего значения за период 1966–1985 гг. $\bar{X}_{1966-1985}$ и принятого за климатическую норму для осадков:

$$k_x = X_s / \bar{X}_{1966-1985}$$

Выбор периода 1966–1985 гг. для нахождения климатической нормы осадков объясняется тем, что до 1966 г. в наблюдениях за осадками, по крайней мере трижды, была нарушена однородность рядов [9].

Полученные ряды ΔT и k_x сглаживались по методу с использованием фильтра 4253Н для выявления климатически обусловленных тенденций. Это – мощный метод сглаживания, который совмещает в себе несколько последовательных преобразований скользящим средним и

скользящей медианой. В результате получается сглаженный ряд, который сохраняет основные характеристики исходного ряда. Скользящие средние позволяют обнаруживать и отслеживать тенденции в рядах гидрометеорологических характеристик, определять их знак, а также выявлять происходящие в них изменения [11, 12].

Масс-балансовые характеристики ледника Малый Актру и верификация (проверка качества) модели прогноза 2004 г. и данных характеристик.

Исходные данные – значения суммарной аккумуляции, абляции и годового баланса массы ледника Малый Актру за период с 1961 по 2013 г. как ранее опубликованные [5], так и новые – результаты полевых наблюдений на леднике Малый Актру по методике, изложенной в работе [5]. В 2004 г. мы разработали и предложили к рассмотрению многофакторную регрессионную модель для расчёта аккумуляции и абляции по температуре воздуха и осадкам на ГМС Кара-Тюрек и Катанда по состоянию изученности до 2002 г.,

Таблица 1. Метеорологические станции Горного Алтая, материалы наблюдений которых использованы в работе

Метеостанции	Географические координаты, градусы		Абсолютная высота, м	Начало наблюдений*
	широта	долгота		
Змеиногорск	51,130	82,120	353	1927
Солонешное	51,430	84,200	400	1948
Усть-Кокса	50,270	85,611	978	1934
Катанда	50,167	86,183	949	1933
Онгудай	50,750	86,150	833	1934
Кара-Тюрек	50,032	86,452	2600	1939
Кызыл-Озек	51,883	86,000	331	1929
Кош-Агач	49,993	88,676	1760	1934

*Все станции действуют в настоящее время.

определённых как реперные для масс-балансовых характеристик ледника Малый Актру [13].

Выбор этих двух ГМС в качестве реперных для прогнозной регрессионной модели выполнен на основе анализа матрицы коэффициентов парной корреляции масс-балансовых и метеорологических характеристик. ГМС Кара-Тюрек – высокогорная метеостанция (2600 м), находится на территории Усть-Коксинского района Республики Алтай, на водоразделе северного отрога Катунского хребта. ГМС Катанда расположена в долине р. Катунь (949 м), находится на территории того же района в широтно ориентированной Катандинской котловине. Учитывалось, что данные ГМС действующие и имеют длительный ряд наблюдений.

Прогнозные показатели аккумуляции и абляции в виде среднего значения за период 2002–2010 гг. получали путём ввода в регрессионные модели прогнозных значений температуры воздуха и атмосферных осадков за аналогичный период, полученных по линейному тренду. Базовый принцип такого подхода – «климатическая система обладает существенной инерцией, поэтому прогноз изменения мезоклиматических показателей по тренду вполне возможен и оправдан» [12].

Абляция. Прогноз: «В первое десятилетие XXI века будет наблюдаться рост величины абляции, которая будет самой высокой за весь период инструментальных наблюдений (132 г/см²), в то же время вариация $A_t - f$ будет весьма значительной, максимум в 2,5 раза больше минимума» [13]. Фактическое состояние: рост абляции действительно произошёл, но не такой интенсивный, как

в прогнозе – средний уровень абляции в первое десятилетие XXI в. составил 109 см в.э., относительная ошибка прогноза – 17%. Причина – существенно завышенная по сравнению с фактической оценка прироста летних температур воздуха. Прогноз уровня изменчивости $A_t - f$ оправдался: минимально измеренная величина составила 62 см в.э. (2008/09 г.), а максимальная – 159 см в.э. (2007/08 г.), что в 2,6 раза больше минимума.

Суммарная аккумуляция. Прогноз: «Величина аккумуляции останется повышенной по сравнению с периодом до наступления климатических изменений (95 г/см²), но понизится на 3% по сравнению с периодом 1991–2002 гг.» [13]. Фактическое состояние: по сравнению с периодом 1991–2002 гг. аккумуляция уменьшилась на 4%, а её среднее значение за 2002–2010 гг. составило 92 см в.э., относительная ошибка прогноза – 3%.

Годовой баланс массы. Прогноз: «Баланс массы ледника Малый Актру будет в целом отрицательным, его средний уровень периода 2002–2010 гг. составит –37 г/см²» [13]. Фактическое состояние: в среднем за первое десятилетие XXI в. годовой баланс массы составил –18 см в.э., относительная ошибка прогноза – 51%. Результат прогноза – неудовлетворительный.

Верификация модели 2004 г. позволила выявить источники ошибок в подобных моделях и сделать выводы по улучшению предлагаемого подхода к прогнозу масс-балансовых характеристик. Во-первых, описание тренда гидрометеорологических характеристик линейной зависимостью в данном случае не совсем оправдано из-за наблюдающихся в рядах температуры и осадков изменений темпов роста, что указывает на нелинейность тренда. Во-вторых, оценка баланса массы как разности прогнозных значений аккумуляции и абляции неприменима из-за того, что в полученной таким образом оценочном значении годового баланса массы интегрируются все ошибки прогноза и аккумуляции, и абляции.

Обновлённая методика прогноза. Прогноз средних значений масс-балансовых характеристик ледника Малый Актру включает в себя два этапа. Период прогнозирования – ближайшее, в нашем случае третье десятилетие XXI в. (2021–2030 гг.) На первом этапе выполняется прогноз средних за данное десятилетие значений приземной температуры воздуха и осадков. На втором – расчёт средних за аналогичный

временной период значений суммарной аккумуляции, абляции и годового баланса массы путём подстановки найденных прогностических климатических характеристик в многофакторные регрессионные модели.

Для прогноза среднеемноголетних значений температур воздуха и атмосферных осадков на период 2021–2030 гг. был применён так называемый адаптивный метод анализа и прогнозирования. Инструментом прогноза при адаптивном методе служит модель. Первоначальная оценка параметров этой модели основывается на данных исходного временного ряда. На основе новых данных, получаемых на каждом следующем шаге, происходит корректировка параметров модели во времени, а также их адаптация к новым, непрерывно изменяющимся условиям развития явления [14]. Однако такой подход пригоден лишь для обработки рядов с умеренными изменениями во времени, и он оказывается весьма «грубым» при прогнозировании на большое число шагов вперёд. Этим объясняются выбор периода прогнозирования – не более трети длительности базы расчёта тренда [11], а также невозможность использовать метод адаптивного прогнозирования непосредственно к масс-балансовым характеристикам отдельного ледника по причине появления возможных «скачков» в динамике данной характеристики. Климатическая система и соответственно климатические параметры отличаются большей инерционностью в развитии.

В настоящей работе в качестве адаптивной статистической модели использовался метод экспоненциального сглаживания, содержащий демпфируемый тренд. Модель тренда для каждого временного ряда выбиралась через визуальное оценивание графика наблюдаемых значений. Оптимальные значения используемых при сглаживании параметров α (Alpha), δ (Delta) и γ (Gamma) определялись в пакете STATISTICA автоматическим поиском. Для оценки качества подгонки в целом (для всего ряда) применялась средняя абсолютная относительная ошибка, минимизация которой велась с помощью квази-ньютоновской процедуры.

Полученное значение экспоненциальной средней S_t имеет то же математическое ожидание, что и исходный ряд X_t , но меньшую дисперсию. При этом прогнозное значение экспоненциальной средней $\tilde{S}_t^{\rightarrow}$ всегда имеет си-

стематическую ошибку, т.е. оно смещено по отношению к истинной среднеемноголетней величине [14]. Несмещённая среднеемноголетняя величина S_t^{\rightarrow} находилась через ввод в найденные по соответствующей модели значения $\tilde{S}_t^{\rightarrow}$ поправки на смещение δs_t : $S_t^{\rightarrow} = \tilde{S}_t^{\rightarrow} \pm \delta s_t$. При этом оценка δs_t для каждого анализируемого ряда температур и осадков определялась через регрессионный анализ и получение регрессионной модели, параметры которой находились на основе сравнения экспоненциальной средней S_t (смещённой) и действительной средней \bar{X}_t , найденных за период 2001–2013 гг.

В качестве базы для прогноза приземных температур воздуха и осадков был взят не весь период наблюдений на реперных ГМС, а 40-летний ряд с 1974 по 2013 г., содержащий 12-летний интервал, относящийся к периоду доклиматических изменений, и 28-летний отрезок начавшихся климатических изменений. Выбор базового периода для построения прогноза представляет собой компромисс между так называемой «конъюнктурой» – стремлением учесть самые последние сдвиги климатических характеристик и выбранным периодом прогноза, т.е. необходимостью сгладить конъюнктурные колебания [14]. Такой подход учитывает тот факт, что по данным сетевых метеонаблюдений в современный период наблюдается замедление темпов роста приземных температур воздуха на общем фоне потепления [2, 15–19]. Аналогом современной ситуации как по причинам её формирования, так и по длительности может быть похолодание 1940–1975 гг. [20, 21]. Продление демпфирующего тренда на третье десятилетие XXI в. базируется на следующих положениях: а) начало современной «паузы в потеплении» приходится на 1998–2000 гг.; б) её возможная длительность, по аналогии с периодом 1940–1975 гг., составит 30–35 лет.

При разработке методики прогноза аккумуляции, абляции и баланса массы ледника Малый Актру, как и ранее [13], использован формализованный подход – получение математической зависимости, которая позволяет вычислить будущее значение процесса, а именно: статистическая модель множественной регрессии, когда зависимость будущего значения от прошлого задаётся в виде уравнения. Отбор значимых факторных признаков проводился способом пошаговой регрессии, сущность которого достаточно

полно излагается в специализированной литературе [22 и др.]. При этом ставилась цель минимизации количества предикторов уравнения регрессии за счёт исключения второстепенных факторов, но при сохранении адекватности модели исследуемому явлению и наличии физического смысла влияния включённых в уравнение факторов на аккумуляцию или абляцию.

Результаты исследования

Современные климатические изменения в Горном Алтае. Наблюдается увеличение как среднегодовых температур воздуха, так температур всех сезонов года. *Среднегодовые температуры* (в среднем за период 1986–2014 гг.) по сравнению с климатической нормой (1949–1985 гг.) выросли на 0,8–1,9 °С. Наиболее существенно увеличились *температуры зимнего и весеннего периодов*. Прирост среднесезонных температур составил для зимы 0,9–3,8 °С, для весны – 0,9–1,7 °С. В целом для года, а также зимнего периода можно отметить следующие закономерности: а) скорость роста температур воздуха уменьшается с увеличением абсолютной высоты местности, вплоть до практически нулевых значений на ГМС высокогорья [23, 24]; б) максимальные темпы роста приземной температуры воздуха отмечаются на ГМС в межгорных котловинах, которые прямо пропорциональны значению параметра котловинности $K_{\text{котл}}$ [7] (рис. 2):

$$K_{\text{котл}} = SL^{-1}H\Delta h\alpha,$$

где S – ширина котловины по пойме, км; L – длина котловины, км; H – абсолютная высота дна котловины, км; Δh – глубина котловины, км; α – эмпирический коэффициент, равный 0,99 км⁻².

Согласно [7], влияние котловинного эффекта тем сильнее, чем больше разность высот между ГМС и окружающими гребнями гор, так как в этом случае будет больше площадь воздушного пространства, с которой холодный воздух опускается на дно котловины. Кроме того, чем больше абсолютная высота, тем больше величина эффективного излучения и соответственно меньше значение радиационного баланса. Это приводит к быстрому выхолаживанию дна котловин, особенно в холодное время года. Можно пред-

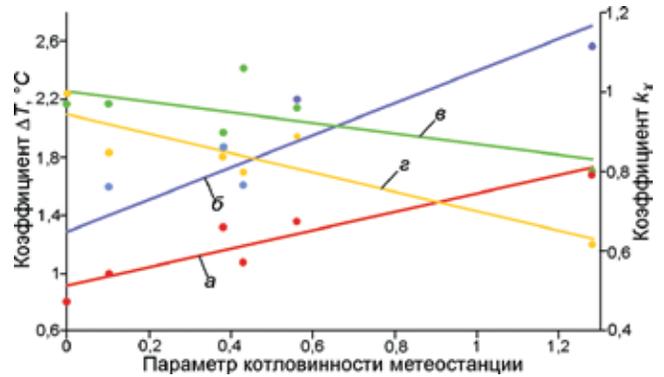


Рис. 2. Зависимость средних за 1986–2014 гг. величин коэффициентов ΔT и k_x от параметра котловинности метеостанции:

a – среднегодовая температура воздуха; *b* – температура воздуха зимнего сезона; *в* – атмосферные осадки зимнего сезона; *z* – атмосферные осадки осени

Fig. 2. Dependence of the average for 1986–2014 of the coefficient ΔT and k_x from the parameter of the trough of the meteorological station:

a – the average annual air temperature; *b* – winter season air temperature; *в* – atmospheric precipitation in the winter season; *z* – atmospheric precipitation in autumn

положить, что в 1986–2014 гг. в Горном Алтае в холодный период года господствовали такие погодно-климатические ситуации, при которых сокращаются условия, благоприятные для интенсивного выхолаживания котловин.

Температура воздуха *летнего и осеннего периодов* года также растёт. Среднегодовое значение температуры трёх летних месяцев возросло на 0,1–0,9 °С, а переходного осеннего сезона – на 0,5–1,0 °С. Но в отличие от зимы и осени, с ростом высоты значение ΔT увеличивается. Таким образом, в Центральном Алтае прирост температуры воздуха летних и осенних месяцев в высокогорье больше, чем в средне- и низкогорье.

Тенденции изменений *сумм годовых и сезонных осадков* более разнообразны. Для *осени и зимы* характерно уменьшение атмосферных осадков в среднем соответственно на 17 и 6%. Наблюдается хорошая корреляция величины отрицательного тренда с факторами подстилающей поверхности (местными условиями), отражёнными в параметре котловинности. Чем больше параметр котловинности, тем более заметна тенденция к снижению осадков этих двух сезонов (см. рис. 2). Максимальные тренды к снижению осадков с сентября по март наблюдаются в долинах и межгорных котловинах

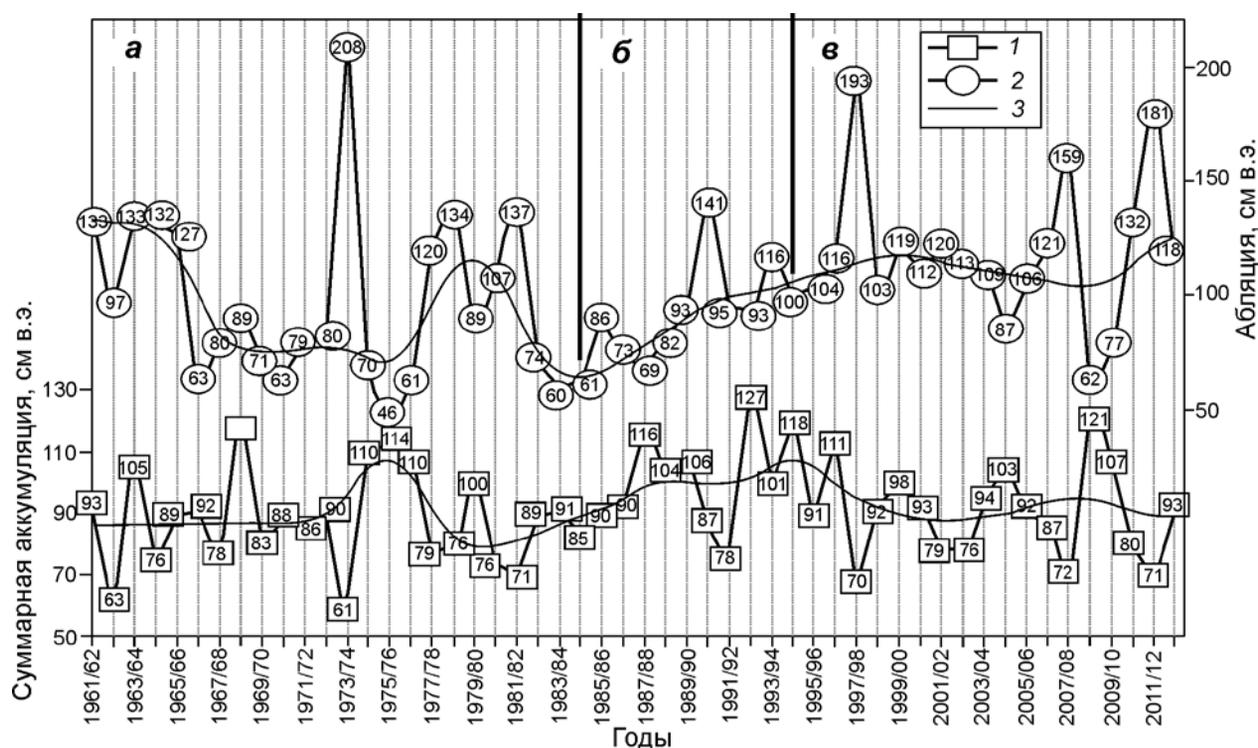


Рис. 3. Хронологические кривые хода суммарной аккумуляции и абляции на леднике Малый Актру за 1962–2013 гг.: 1 – суммарная аккумуляция; 2 – суммарная абляция; 3 – скользящая средняя по методу с использованием фильтра 4253Н; периоды, в пределах которых наблюдается характерная временная динамика и соотношение значений суммарной аккумуляции и абляции: а – 1962–1985 гг.; б – 1986–1995 гг.; в – 1996–2013 гг.

Fig. 3. Long-term time series of total accumulation and ablation on the Malyi Aktru Glacier for 1962–2013: 1 – accumulation; 2 – ablation; 3 – moving average by method 4253Н; time periods within which there is a characteristic temporal dynamics and the ratio of the values of total accumulation and ablation: а – 1962–1985; б – 1986–1995; в – 1996–2013

юго-восточного Алтая. В *весенний и летний сезоны года* фиксируется противоположная тенденция – слабый рост количества осадков. В среднем по территории увеличение средне-многолетней суммы осадков в эти периоды составило соответственно 2 и 4% нормы 1966–1985 гг. Сумма годовых осадков в целом на территории Горного Алтая остаётся без изменений, учитывая противоположно направленные тенденции в рядах сезонных осадков.

Динамика гляциологических характеристик ледника Малый Актру. За период инструментальных наблюдений (1962–2013 гг.) кумулятивный баланс массы составил –6,24 м в.э., при этом среднемноголетнее значение годового баланса массы за этот же период времени равно –9,65 см в.э. Однако в условиях нестационарности региональных и глобальных климатических показателей в последние 30 (или более) лет и высокой чувствительности масс-балансовых характеристик горных ледников к климатическим

изменениям можно говорить о неоднородности как климатических, так и гляциологических показателей, поэтому и оценка среднего значения за весь период наблюдений не информативна.

Анализ хронологических рядов C_t и $A_t - f$ за 1962–2013 гг. (рис. 3) показал, что можно выделить три временных интервала (периода), в пределах которых наблюдаются характерная временная динамика и соотношение значений суммарной аккумуляции и абляции.

1962–1985 гг. Направление изменения суммарной аккумуляции, абляции и среднее за период значение годового баланса массы –8 см в.э. характеризует климатические условия высокогорья Алтая до начала активных климатических изменений. При этом наблюдалось асинхронное движение C_t и $A_t - f$ при медленном тренде на снижение абляции при общей стационарности аккумуляции, что привело к нулевому значению баланса массы в последнее десятилетие рассматриваемого периода (табл. 2, см. рис. 3).

Таблица 2. Среднегодовое значения масс-балансовых характеристик ледника Малый Актру за характерные интервалы времени

Годы	Масс-балансовая характеристика, см в.э.		
	суммарная аккумуляция	абляция	годовой баланс массы
<i>Первый интервал</i>			
1962–1971	89	99	–10
1976–1985	89	89	0
1962–1985	88	96	–8
<i>Второй интервал</i>			
1986–1995	102	95	+7
<i>Третий интервал</i>			
1996–2005	91	118	–27
2006–2013	90	120	–30
1996–2013	91	119	–28

1986–1995 гг. Наблюдалось синхронное изменение суммарной аккумуляции и абляции в сторону их увеличения (см. рис. 3). При этом общий прирост C_t (+13 см в.э.) от среднего уровня предшествующего десятилетия превысил аналогичные показатели $A_t - f$ (+6 см в.э.), что привело к положительному годовому балансу массы ледника +7 см в.э. (см. табл. 2). Причины таких сдвигов масс-балансовых показателей – региональные климатические изменения на первом этапе потепления, а именно: сочетание начавшегося потепления с ростом осадков практически во всех сезонах года в высокогорной зоне Горного Алтая [23, 24].

1996–2013 гг. Период существования ледника в новых климатических условиях. Нарастание негативных для ледника климатических воздействий (продолжающееся снижение сумм зимних атмосферных осадков, всепогодный рост температур воздуха, увеличение продолжительности тёплого периода года) привело к резкому отрицательному балансу массы (–28 см в.э.) и соответственно к быстрому отступанию языка ледника. Средний темп отступления составил 12,5 м/год. При этом наблюдается, как и в 1962–1985 гг., асинхронное движение аккумуляции и абляции, но тренд в их рядах – расходящийся (см. рис. 3).

Таким образом, современные климатические условия в Центральном Алтае отражаются на масс-балансовых характеристиках ледника Малый Актру, которые показывают снижение суммарной аккумуляции, рост абляции, посте-

пенный рост отрицательного годового баланса массы и, как следствие, резкое сокращение площади и языка ледника Малый Актру [8].

Прогноз средних величин масс-балансовых характеристик ледника Малый Актру на 2021–2030 гг. Используя методы экспоненциального сглаживания, которые содержат демпфированный тренд, выполнен прогноз средней температуры воздуха и сумм атмосферных осадков. Путём подстановки в уравнения (1)–(3) прогнозных значений температуры и осадков сделана оценка средних значений C_t , $A_t - f$ и B_n на период 2021–2030 гг. Сезонные и годовые показатели температуры воздуха и атмосферных осадков на ГМС Кара-Тюрек и Катанда, при отсутствии метеорологических наблюдений в бассейне Актру, можно считать реперными для расчёта масс-балансовых характеристик ледника Малый Актру. Модели множественной регрессии получены не только для суммарной аккумуляции и абляции, но и для годового баланса массы. Выведенные уравнения множественной регрессии имеют следующий вид:

$$C_t = 65,8 + 0,0542P_1 + 0,08P_2 - 0,123T_1^3 - 0,037T_2^3; \quad (1)$$

$$A_t - f = 0,0496T_3^3 - 0,27P_3 - 39,6; \quad (2)$$

$$B_n = 111,8 + 0,09P_1 - 0,0552T_3^3 - 7,88T_1, \quad (3)$$

где P_1 – сумма осадков за данный балансовый год по ГМС Катанда; P_2 – сумма осадков осени (IX–X) предшествующего календарного года по ГМС Кара-Тюрек; P_3 – сумма осадков осени предшествующего календарного года по ГМС Катанда; T_1 – средняя температура осени (IX–X) предшествующего календарного года по ГМС Кара-Тюрек; T_2 – средняя температура лета (VI–VIII) данного балансового года по ГМС Кара-Тюрек; T_3 – средняя температура лета данного балансового года по ГМС Катанда.

Статистическая оценка значимости и устойчивости полученных моделей множественной нелинейной регрессии показывает их удовлетворительное качество (табл. 3).

Аккумуляция на леднике прямо пропорциональна сумме осадков за год (ноябрь–октябрь) и осенний сезон (сентябрь–октябрь) предшествующего года, но обратно пропорциональна средней температуре лета и осени предшествующего года. Если осенью наблюдались высокие температуры воздуха, то осадки выпадали в жидком виде

Таблица 3. Оценка статистической значимости и устойчивости уравнений множественной регрессии (1961–2013 гг.)*

Уравнение (1)					
Коэффициенты уравнения множественной регрессии	Свободный член	P_1	P_2	T_1	T_2
Значение коэффициента	65,8	0,0542	0,08	0,123	0,037
Стандартная ошибка коэффициента	11,0	0,0229	0,04	0,044	0,017
Коэффициент детерминации R^2	0,422				
Критерий качества \bar{S}/σ	0,79				
Уравнение (2)					
Коэффициенты уравнения множественной регрессии	Свободный член	T_3		P_3	
Значение коэффициента	39,6	0,0496		0,27	
Стандартная ошибка коэффициента	19,1	0,0049		0,097	
Коэффициент детерминации R^2	0,745				
Критерий качества \bar{S}/σ	0,52				
Уравнение (3)					
Коэффициенты уравнения множественной регрессии	Свободный член	P_1	T_3	T_1	
Значение коэффициента	111,8	0,09	0,0552	7,88	
Стандартная ошибка коэффициента	36,5	0,049	0,0072	2,50	
Коэффициент детерминации R^2	0,695				
Критерий качества \bar{S}/σ	0,57				

* P_1 – сумма осадков за данный балансый год по ГМС Катанда; P_2 – сумма осадков осени (IX–X) предшествующего календарного года по ГМС Кара-Тюрек; P_3 – сумма осадков осени предшествующего календарного года по ГМС Катанда; T_1 – средняя температура осени предшествующего календарного года по ГМС Кара-Тюрек; T_2 – средняя температура лета (VI–VIII) данного балансый года по ГМС Кара-Тюрек; T_3 – средняя температура лета данного балансый года по ГМС Катанда. Критерий качества рассчитан на зависимом материале.

и стекали в речную сеть, т.е. не аккумулировались на поверхности ледника. На аккумуляцию также влияет температура воздуха летнего сезона, но эта связь нелинейная, а кубическая, что отмечалось и в более ранних работах [25, 26]. Абляция на леднике представляет собой функцию двух факторов: она прямо пропорциональна средней температуре лета и обратно пропорциональна осадкам осени предшествующего года. Дождливая осенняя погода в горах Центрального Алтая приводит к общему похолоданию, при этом на поверхность ледника осадки выпадают в твёрдом виде. Таким образом, поверхность языка ледника уже забронирована существенным количеством осеннего снега, на который в дальнейшем ложатся твёрдые зимние осадки. Данный фактор (увеличенная толща снега на языке) сдвигает сроки начала таяния и несколько уменьшает абляцию. Годовой баланс массы находится в прямой зависимости от годовой суммы осадков, но обратно пропорционален температурам воздуха лета и осени, высокие значения которых отрицательно влияют на накопление твёрдых осадков.

В третьем десятилетии XXI в. будет наблюдаться абляция на уровне современных значений, при

этом сохранится значительная межгодовая изменчивость $A_t - f$. Близкий к линейному тренд на увеличение летних температур воздуха на ГМС Катанда и Кара-Тюрек, характерный для периода 1986–2013 гг., не сохранится. Среднеголетняя температура воздуха летнего сезона года стабилизируется на уровне, достигнутом в первом десятилетии, но продолжится рост температур осени. Величина суммарной аккумуляции продолжит тренд на снижение, связанный с постепенным уменьшением сумм твёрдых атмосферных осадков (табл. 4). Среднеголетнее значение годового баланса массы, вероятно, станет более отрицательным. Основная причина – снижение объёмов твёрдых осадков, поступающих на поверхность ледника на фоне стабильно высокой абляции.

Выводы

В условиях глобальных и региональных климатических изменений в Горном Алтае, по состоянию изученности на 2014 г., наблюдается увеличение как среднегодовых температур воздуха, так

Таблица 4. Наблюдённые (2006–2013 гг.) и прогнозные (2021–2030 гг.) среднегоголетние значения гляциологических и климатических характеристик

Параметр	Период осреднения	
	2006–2013 гг.	2021–2030 гг.
<i>Климатические характеристики*</i>		
P_1 , мм	420	419±6
P_2 , мм	97	100±4
P_3 , мм	56	54±2
T_1 , °С	–1,5	–0,8±0,13
T_2 , °С	+6,4	+6,4±0,16
T_3 , °С	+15,1	+15,2±0,10
<i>Масс-балансовые характеристики ледника Малый Актру, см в.э.</i>		
Суммарная аккумуляция	90	87±12
Абляция	120	120±18
Годовой баланс массы	–30	–38±26

*Обозначения климатических характеристик см. табл. 3.

температур воздуха всех сезонов года. В целом для года, а также зимнего и весеннего периодов можно отметить следующие закономерности: а) скорость роста температур воздуха падает с ростом абсолютной высоты местности, вплоть до близких к нулевым значениям на станциях высокогорья; б) максимальные темпы роста приземной температуры воздуха отмечаются на ГМС, расположенных в межгорных котловинах Горного Алтая. Направленность изменения сумм годовых и сезонных осадков не так однозначна, как для приземной температуры воздуха. Для осени и зимы характерно уменьшение атмосферных осадков. При этом наблюдается корреляция величины отрицательного тренда с факторами подстилающей поверхности (местными условиями), отражёнными в параметре котловинности. Для весеннего переходного и тёплого сезонов года характерна тенденция роста сумм атмосферных осадков. Сумма годовых осадков в целом на территории Горного Алтая остаётся без изменений, учитывая противоположно направленные тенденции в рядах сезонных осадков.

За период инструментальных наблюдений за масс-балансовыми характеристиками на леднике Малый Актру наблюдалось три разнородных периода поведения аккумуляции и абляции. Первый период (1962–1985 гг.) характеризуется общим превышением абляции над аккумуляцией и слабым отрицательным значением баланса массы. Во второй период (1986–1995 гг.) наблюдается син-

хронное изменение аккумуляции и абляции в сторону их увеличения, при этом общий прирост аккумуляции от среднего уровня предшествующего десятилетия превысил аналогичные показатели абляции, что привело к положительному балансу. Третий период (1996–2013 гг.) – нарастание негативных для существования ледника климатических воздействий (продолжающееся снижение сумм зимних атмосферных осадков, всесезонный рост температур воздуха, увеличение продолжительности тёплого периода года), которое привело к резкому отрицательному балансу массы и быстрому отступанию языка ледника.

Результаты верификации модели прогноза масс-балансовых характеристик, показавшие удовлетворительный результат, говорят о применимости (с исправлениями) предложенного подхода к оценке средних величин масс-балансовых показателей на ближайшее десятилетие. Установлены источники ошибок и сделаны выводы по улучшению прогноза масс-балансовых характеристик на основе многофакторных регрессионных зависимостей.

С помощью методов экспоненциального сглаживания, учитывая тип трендовой составляющей рядов метеорологических характеристик, выполнен прогноз средней температуры воздуха и сумм атмосферных осадков, предикторов уравнений регрессии аккумуляции и абляции на период 2021–2030 гг. При этом учитывалось, что в современный период темпы роста приземных температур воздуха снижаются.

Абляция на леднике Малый Актру останется на уровне предшествующего десятилетия, при этом межгодовая изменчивость $A_t - f$ по-прежнему будет значительной. Близкий к линейному тренд на увеличение летних температур воздуха на ГМС Катанда и Кара-Тюрек, характерный для периода 1986–2013 гг., не сохранится. Температура воздуха летнего сезона года стабилизируется на уровне, достигнутом в первом десятилетии, но продолжится рост температур осени. Величина суммарной аккумуляции продолжит слабый тренд на снижение, связанный с постепенным уменьшением сумм твёрдых атмосферных осадков. Среднегоголетнее значение годового баланса массы, вероятно, станет более отрицательным. Основная причина – снижение объёмов твёрдых осадков, поступающих на поверхность ледника на фоне стабильно высокой абляции.

Литература

Reference

1. Колмакова М.В., Захарова Е.А., Кураев А.В., Земцов В.А., Кирпотин С.Н. Временная изменчивость климата и обводненности территории Западной Сибири по данным метеорологических станций, модельного реанализа и спутниковой альтиметрии // Вестн. Томского гос. ун-та. 2012. № 364. С. 173–180.
2. Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации: Общее резюме. М.: Росгидромет, 2014. 60 с.
3. Переведенцев Ю.П., Верещагин М.А., Шанталинский К.М., Наумов Э.П., Тудрий В.Д. Современные глобальные и региональные изменения окружающей среды и климата. Казань: «УНИПРЕСС», 1999. 96 с.
4. Groisman P.Y., Blyakharchuk T.A., Chernokulsky A.V., Arzhanov M.M., Marchesini L.B., Bogdanova E.G., Borzenkova I.I., Bulygina O.N., Karpenko A.A., Karpenko L.V., Knight R.W., Khon V.C., Korovin G.N., Meshecherskaya A.V., Mokhov I.I., Parfenova E.I., Razuvaev V.N., Speranskaya N.A., Tchebakova N.M., Vygodskaya N.N. Climate changes in Siberia // Regional Environmental Changes in Siberia and Their Global Consequences. Springer Environmental Science and Engineering / Eds.: P. Groisman, G. Gutman. Dordrecht: Springer, 2013. P. 57–109. doi.org/10.1007/978-94-007-4569-8_3.
5. Нарожный Ю.К. Ресурсная оценка и тенденции изменения ледников в бассейне Актру (Алтай) за последние полтора столетия // МГИ. 2001. Вып. 90. С. 117–125.
6. Попова К.И. О типах годового хода атмосферных осадков в Горном Алтае // Гляциология Алтая. 1972. Вып. 7. С. 120–130.
7. Севастьянов В.В. Климатические ресурсы Горного Алтая и их прикладное использование. Томск: Изд-во ТГПУ, 2009. 252 с.
8. Галахов В.П., Самойлова С.Ю., Шевченко А.А., Шереметов Р.Т. Колебания ледника Малый Актру (Русский Алтай) за период инструментальных наблюдений с 1952 по 2013 год // Криосфера Земли. 2015. Т. XIX. № 2. С. 81–86.
9. <http://meteo.ru/data> (дата обращения: 07.12.2016)
10. Переведенцев Ю.П., Наумов Э.П., Шанталинский К.М. Современные глобальные и региональные изменения климата // Географич. вестник. 2006. № 2. С. 84–96.
11. Афанасьев В.Н., Юзбашев М.М. Анализ временных рядов и прогнозирование. М.: Финансы и статистика, 2010. 320 с.
12. Дуброва Т.А. Статистические методы прогнозирования. М.: ЮНИТИ, 2003. 206 с.
13. Нарожный Ю.К., Паромов В.В., Шантыкова Л.Н. Возможные тенденции изменения режима лед-
1. Kolmakova M.V., Zakharova Ye.A., Kouraev A.V., Zemtsov V.A. Kirpotin S.N. Temporal variability of climate, flooded and wet zones in Western Siberia from data stations, atmospheric reanalysis and satellite altimetry. *Vestnik TGU. Herald of TSU*. 2012, 364: 173–180. [In Russian].
2. *Vtoroy otsenochniy doklad Rosgidrometa ob izmeneniyakh klimata i ikh posledstviyakh na territorii Rossiyskoy Federatsii. Obshchee resyume*. The second assessment report of Roshydromet on climate change and its consequences on the territory of the Russian Federation. General summary. Moscow: Roshydromet, 2014: 60 p. [In Russian].
3. *Perevedentsev Yu.P., Vereschagin M.A., Shantalinskiy K.M., Naumov E.P., Tudriy V.D. Sovremennyye globalnyye i regionalnyye izmeneniya okruzhayushchey sredy i klimata*. Modern global and regional changes of environment and climate. Kazan: UNIPRESS, 1999: 96 p. [In Russian].
4. *Groisman P.Y., Blyakharchuk T.A., Chernokulsky A.V., Arzhanov M.M., Marchesini L.B., Bogdanova E.G., Borzenkova I.I., Bulygina O.N., Karpenko A.A., Karpenko L.V., Knight R.W., Khon V.C., Korovin G.N., Meshecherskaya A.V., Mokhov I.I., Parfenova E.I., Razuvaev V.N., Speranskaya N.A., Tchebakova N.M., Vygodskaya N.N.* Climate changes in Siberia. Regional Environmental Changes in Siberia and Their Global Consequences. Springer Environmental Science and Engineering. Eds.: P. Groisman, G. Gutman. Dordrecht: Springer, 2013: 57–109. doi.org/10.1007/978-94-007-4569-8_3.
5. *Narozhnyi Yu.K.* Resource assessment and trends of glacier changes in the Aktru basin (Altai) within the last half century. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2001, 90: 117–125. [In Russian].
6. *Popova K.I.* The types of annual regime of precipitation in the Gornyi Altai. *Glyatsiologiya Altaya*. Glaciology of Altai. 1972, 7: 120–130. [In Russian].
7. *Sevastyanov V.V. Klimaticheskie resursy Gornogo Altaya i ikh prikladnoye ispolzovaniye*. Climatic resources of the Gornyi Altai and their applied use. Tomsk: TSPU, 2009: 252 p. [In Russian].
8. *Galakhov V.P., Samoylova S.Yu., Shevchenko A.A., Sheremetov R.T.* Fluctuation of Maliy Aktru Glacier (Russian Altai) for the period of instrumental observations from 1952 to 2013. *Kriosfera Zemli*. Earth Cryosphere. 2015, XIX (2): 81–86. [In Russian].
9. Research Institute of Hydrometeorological Information – World Data Center. Data access. Available at: <http://meteo.ru/data> (accessed 07.12.2016).
10. *Perevedentsev Yu.P., Naumov E.P., Shantalinskiy K.M.* Modern global and regional climate change. *Geograficheskiy vestnik*. Geographical Bulletin. 2006, 2: 84–96. [In Russian].
11. *Afanasiev V.N., Yuzbashev M.M. Analiz vremennykh ryadov i prognozirovaniye*. Time series analysis and forecasting. Moscow: Finansy i statistika, 2010: 320 p. [In Russian].
12. *Dubrova T.A. Statisticheskiye metody prognozirovaniya*. Statistical forecasting methods. Moscow: UNITY, 2003: 206 p. [In Russian].
13. *Narozhnyi Yu.K., Paromov V.V. Shantyikova L.N.* Possible trends in the change of glacier regime and the Altai mountain climate up to 2010. *Materialy Glyatsio-*

- ников и климата высокогорья Алтая до 2010 г. // МГИ. 2005. Вып. 98. С. 220–224.
14. Лукашин Ю.П. Адаптивные методы краткосрочного прогнозирования временных рядов. М.: Финансы и статистика, 2003. 416 с.
 15. Ипполитов И.И., Логинов С.В., Харюткина Е.В., Морару Е.И. Изменчивость климата азиатской территории России в 1975–2012 годах // География и прир. ресурсы. 2014. № 4. С. 13–21.
 16. Переведенцев Ю.П., Шанталинский К.М. Динамика тропо- и стратосферы и изменения современного климата // Фундаментальная и прикладная климатология. 2015. Т. 1. С. 211–231.
 17. Tollefson J. Climate change: The case of the missing heat // Nature. 2014. V. 505. P. 276–278. doi: 10.1038/505276a.
 18. Trenberth K.E., Fasullo J.T. An apparent hiatus in global warming? // Earth's Future. 2013. № 1. P. 19–32. doi:10.1002/2013EF000165.
 19. England M.H., McGregor S., Spence P., Meehl G.A., Timmermann A., Wenju Cai, Gupta A.S., McPhaden M.J., Purich A., Santoro A. Recent intensification of wind-driven circulation in the Pacific and the ongoing warming hiatus // Nature Climate Change. 2014. № 4. P. 222–227. doi: 10.1038/nclimate2106.
 20. Семенов В.А. Колебания современного климата, вызванные обратными связями в системе атмосфера – арктические льды – океан // Фундаментальная и прикладная климатология. 2015. Т. 1. С. 232–248.
 21. Шерстюков Б.Г. Региональные и сезонные закономерности изменений современного климата. Обнинск: изд. «ГУ ВНИИГМИ-МЦД». 2008. 246 с.
 22. Дубровская Л.И., Князев Г.Б. Компьютерная обработка естественно-научных данных методами многомерной статистики. Томск: ТМЛ-Пресс, 2011. 120 с.
 23. Паромов В.В., Шантыкова Л.Н. Динамика гидрометеорологических характеристик Алтая во второй половине XX в. // МГИ. 2001. Вып. 90. С. 112–116.
 24. Паромов В.В. Ресурсы речного стока бассейна Верхней Оби. Томск: изд. ТГУ, 2002. 113 с.
 25. Вилесов Е.Н., Гужавина Е.А. Реконструкция баланса массы ледника Туяксу за последнее столетие // МГИ. 1988. Вып. 62. С. 51–58.
 26. Кренке А.Н., Ходаков В.Г. О связи поверхностного таяния ледников с температурой воздуха // МГИ. 1966. Вып. 12. С. 153–164.
 - logicheskikh Issledovaniy. Data of Glaciological Studies. 2005, 98: 220–224. [In Russian].
 14. Lukashin Yu.P. *Adaptivnye metody kratkosrochnogo prognozirovaniya vremennykh ryadov*. Adaptive methods of short-term forecasting of time series. Moscow: Finansy i statistika, 2003: 416 p. [In Russian].
 15. Ippolitov I.I., Loginov S.V., Kharyutkina E.V., Moraru E.I. Variability of the climate of Asian territory of Russia in 1975–2012. *Geografiya i prirodniye resursy*. Geography and Natural Resources. 2014, 4: 13–21. [In Russian].
 16. Perevedentsev Yu.P., Shantalinskiy K.M. Dynamics of the troposphere and stratosphere and changes in the modern climate. *Fundamentalnaya i prikladnaya klimatologiya*. Fundamental and applied climatology. 2015, 1: 211–231. [In Russian].
 17. Tollefson J. Climate change: The case of the missing heat. *Nature*. 2014, 505: 276–278. doi: 10.1038/505276a.
 18. Trenberth K.E., Fasullo J.T. An apparent hiatus in global warming? *Earth's Future*. 2013, 1: 19–32. doi: 10.1002/2013EF000165.
 19. England M.H., McGregor S., Spence P., Meehl G.A., Timmermann A., Wenju Cai, Gupta A.S., McPhaden M.J., Purich A., Santoro A. Recent intensification of wind-driven circulation in the Pacific and the ongoing warming hiatus. *Nature Climate Change*. 2014, 4: 222–227. doi: 10.1038/nclimate2106.
 20. Semenov V.A. Oscillations of the modern climate caused by feedbacks in the system atmosphere – arctic ice – ocean. *Fundamentalnaya i prikladnaya klimatologiya*. Fundamental and applied climatology. 2015, 1: 232–248. [In Russian].
 21. Sherstyukov B.G. *Regionalnye i sezonnye zakonomernosti izmeneniy sovremennogo klimata*. Regional and seasonal patterns of changes in the modern climate. Obninsk: RIHMI-WDC, 2008: 246 p. [In Russian].
 22. Dubrovskaya L.I., Knyazev G.B. *Kompyuternaya obrabotka estestvenno-nauchnykh dannykh metodami mnogomernoy statistiki*. Computer processing of natural science data using multidimensional statistics. Tomsk: TML-Press, 2011: 120 p. [In Russian].
 23. Paromov V.V., Shantyikova L.N. Dynamics of hydro-meteorological characteristics of Altay in the second half of the XX century. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2001, 90: 112–116. [In Russian].
 24. Paromov V.V. *Resursy rechnogo stoka basseyna Verkhney Obi*. Resources of river flow of the Upper Ob basin. Tomsk: TSU, 2002: 113 p. [In Russian].
 25. Vilesov E.N., Guzhavina E.A. Reconstruction of mass balance of Tuyuksu Glacier in the last century. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1988, 62: 51–58. [In Russian].
 26. Krenke A.N., Khodakov V.G. The connection of glaciers surface melting with air temperature. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1966, 12: 153–164. [In Russian].

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И СНЕЖНЫЕ ЛАВИНЫ

УДК 551.578.46

doi: 10.15356/2076-6734-2018-2-183-190

Динамика снегозапасов на равнинной территории России в лесу и в поле при климатических изменениях

© 2018 г. А.В. Сосновский*, Н.И. Осокин, Г.А. Черняков

Институт географии РАН, Москва, Россия

*alexandr_sosnovskiy@mail.ru

Dynamics of snow storages in forests and fields of Russian plains under climate changes

A.V. Sosnovsky*, N.I. Osokin, G.A. Chernyakov

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

*alexandr_sosnovskiy@mail.ru

Received August 15, 2017

Accepted December 20, 2017

Keywords: *climatic changes, field, forest, snow cover, snow storage, wind speed.*

Summary

In 1966-2010, snow surveys were simultaneously performed in forests and fields on the Russian plain territory. This made it possible to analyze characteristics of snow storages on fields and in forests as well as a dynamics of them under the present-day climate changes. Data of 81 weather stations located on the territory were used. According to data of these stations for the period 2001–2010 we obtained the following estimates for the maximal snow storage values, on average: for 20 stations located on the European territory of Russia to the north of 60° N – 167 mm in forests and 162 on fields; for 44 stations to the south of 60° N – 118 and 116 mm, respectively; for 10 stations in the south of West Siberia – 125 and 107 mm; and for 7 stations in the East Siberia – 64 and 70 mm. As one can see the last region is characterized by the opposite relation between forest and field conditions. Comparison of these values with similar data for the period 1966-2000 demonstrated that maximal snow storages decreased in forests by 7% but in fields they increased by 2%. The ratio of the maximum snow storage in the forest to their value in the field (i.e. a coefficient of snow reserve) for the periods 1981–1990, 1991–2000, and 2001–2010 are 1.15; 1.11 and 1.03, respectively. One of the reasons for the equalization of snow storage in forest and field may be changes of intensity and duration of snowstorms. In the calendar winters of 2001-2010, the average number of observations at weather stations with wind speeds over 10 m/s decreased relative to 1966-2010: in the European part of Russia - by factor of 8.9 times, and in Western and Eastern Siberia – by 2.0 and 1.9 times, respectively. In the European part of Russia, the number of observation periods when wind speed from 6 to 10 m/s was observed decreased by 1.9 times.

Citation: Sosnovsky A.V., Osokin N.I., Chernyakov G.A. Dynamics of snow storages in forests and fields of Russian plains under climate changes. *Led i Sneg. Ice and Snow.* 2018. 58 (2): 183–190. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2018-2-183-190

Поступила 15 августа 2017 г.

Принята к печати 20 декабря 2017 г.

Ключевые слова: *климатические изменения, коэффициент снегонакопления, лес, поле, скорость ветра, снегозапасы, снежный покров.*

Проведено сравнение снегозапасов в лесу и в поле за десятилетия с 1981 по 2010 г. Для метеостанций с наибольшей изменчивостью коэффициента снегозапасов на Европейской части России, в Западной и Восточной Сибири установлены изменения по десятилетиям числа наблюдений на метеостанциях со скоростями ветра в диапазоне 6–10 м/с и более.

Введение

Снежный покров влияет на многие природные процессы и явления, а также на хозяйственную деятельность человека. Среди параметров, опре-

деляющих свойства снежного покрова, наиболее важны высота, плотность снега и снегозапасы. Высота и плотность снежного покрова совместно с его стратиграфией влияют на термическое сопротивление снежного покрова и термический режим

почв [1–4], а снегозапасы во многом определяют весенний сток, влажность грунта, вызывают опасные гидрологические явления [5]. Для выяснения параметров снежного покрова проводят регулярные снегосъёмки в лесу и в поле, понимая, что это соотношение не может оставаться неизменным при климатических изменениях. Оно зависит от многих параметров: ветрового переноса снега, интенсивности снеготаяния во время зимних оттепелей; разнице в испарении с поверхности снега.

Массовые измерения показывают, что в лесу запасы воды в снеге, скапливающиеся к началу снеготаяния, больше, чем в поле. Процесс накопления снега в лесу – сложная функция многих факторов, прежде всего его таксационных характеристик (породный состав лесонасаждений, полнота, ярусность, возраст, сомкнутость лесного полога), а также метеорологических условий периода снегонакопления. Для оценки влияния таксационных характеристик леса на снегозапасы в исследовании [6] проанализированы результаты снегосъёмок 50 гидрометеорологических станций, расположенных в различных физико-географических условиях. По этим данным для лесов с разными таксационными характеристиками был определён коэффициент снегонакопления $K_{\text{л}}$ – отношение снегозапасов в лесу к их значению в поле.

Наибольшие снегозапасы отмечены в лиственных взрослых лесах средней густоты. Коэффициент снегонакопления в таких лесах изменяется от 1,30 до 1,70 при среднем значении 1,50. Лишь в густых лиственных лесах он достигает 1,90. Густой взрослый хвойный лес задерживает снег почти так же, как и молодой лиственный лес средней густоты; значение $K_{\text{л}}$ изменяется от 1,20 до 1,60 при среднем значении соответственно 1,43 и 1,40 [6]. Яблоневые взрослые сады средней густоты, сосновый молодой лес и сад редкой густоты показывают значения $K_{\text{л}}$ равные 1,37; 1,30 и 1,30 соответственно. Наименьшим значением (1,20) характеризуются смешанные леса редкой и средней густоты.

Строгой зональной закономерности в изменении коэффициента снегонакопления $K_{\text{л}}$ нет. Это обусловлено тем, что коэффициент снегонакопления в определённой степени зависит от таксационных характеристик леса, в распределении которых по территории также отсутствует какая-либо закономерность. Из анализа материалов снегосъёмок следует, что амплитуда колебания коэффициента снегонакопления $K_{\text{л}}$ по территории

невелика и за редким исключением превышает 1,10–2,40. Почти в 75% случаев значения данного коэффициента не выходят за пределы 1,30–2,00, что позволяет при расчёте аккумуляции снега в лесу использовать его среднее значение, равное 1,60 [6]. Среди факторов, отрицательно влияющих на снегонакопление в лесу, – задержка снега кронами деревьев с последующим его испарением.

В работе [7] рассмотрены соотношения между выпавшими осадками и снегозапасами для различных типов подстилающей поверхности. Наибольшие снегозапасы характерны для мелколиственного леса, для которого $K_{\text{л}}$ принималось равным единице. Получены значения $K_{\text{л}}$ и для других ландшафтов: зарастающих сельхозугодий, мозаике сельхозугодий и лесов – 0,95; безлесной территории, болот, горных тундр – 0,91; смешанного леса – 0,85; тёмнохвойного леса – 0,76; соснового леса – 0,76; урбанизированных земель – 0,85. Влияние климатических изменений на снегозапасы на территории Предбайкалья анализируется в работе [8], авторы которой отмечают, что устойчивые изменения максимальных снегозапасов в лесу чаще всего положительны. Так, наибольший рост снегозапасов на лесных участках характерен для Южно-сибирской горно-таёжной области – 10–21 мм за 10 лет. При небольшом числе устойчивых тенденций снегозапасы увеличились до 4–8 мм за 10 лет на полевых участках Среднесибирской таёжной области. В южной части Предбайкалья, на территории Иркутско-Черемховской равнины, наблюдается тенденция уменьшения снегозапасов в лесу с 3,2 см за 10 лет на станции Бохан до 8,9 см за 10 лет на станции Тулун и в поле – с 1,1 см за 10 лет до 5,9 см за 10 лет соответственно [9]. При этом максимальные снегозапасы зафиксированы в лесу.

Для междуречья Оби и Иртыша в условиях Васюганья коэффициент снегонакопления $K_{\text{л}}$ для лесостепи составляет 1,25–1,50, а для тайги – 1,15–1,25 [10]. По данным 10-летних снегомерных съёмок на отрогах Васюганского болота (1994–2004 гг.) коэффициент снегонакопления в лесоболотной группе микроландшафтов изменялся в пределах 1,14–1,16; в группе рямов (средний и мелкий) и грядово-мочажинном комплексе – в пределах 1,25–1,27 [11]. На коэффициент снегонакопления $K_{\text{л}}$ влияет также снежность зимы [6]. Так, для группы залесённых водосборов Нижнедевицкой водно-балансовой станции (расположена в верхней части водосбора р. Девица,

правобережного притока р. Дон) коэффициент K_d для малоснежной зимы равен 1,70, средней по снежности – 1,40, многоснежной – 1,15.

В работе [12] при анализе изменчивости снегозапасов на заболоченных водосборах левобережья средней Оби установлено, что независимо от типа атмосферной циркуляции (циклонического или антициклонического) снегозапасы за зиму на полевых участках всегда меньше, чем в лесу или на болотном массиве. На этот же факт указывается и в исследовании [13], в котором по данным 22 полевых и 24 лесных снегомерных маршрутов на водосборе Воткинского водохранилища в зимы с 2012/13 по 2014/15 гг. максимальные снегозапасы в поле составили 150–170 мм, что приблизительно на 40 мм ниже, чем в лесу.

Тенденции изменения снегозапасов в лесу и в поле отмечают и в работе [14]. Для России установлена тенденция увеличения максимальных за зиму снегозапасов с 1976 по 2015 г. по данным маршрутных наблюдений в поле. Средний для России снегозапас по данным маршрутных снегосъёмок в поле увеличился на 2,12 мм за 10 лет. При этом наблюдается рост снегозапасов в поле в центральных районах Европейской части России, в северных и южных районах Западной Сибири, на Камчатке, Сахалине и в Приморье. Однако по данным маршрутных наблюдений в лесу на территории России преобладают тенденции уменьшения максимального за зиму снегозапаса. При этом в Прикамье, Восточной Сибири и на севере Якутии выделяются отдельные области с положительными значениями коэффициентов линейного тренда снегозапасов в лесу. Наиболее обширная зона положительных коэффициентов линейного тренда охватывает южные районы Хабаровского края, Приморье и Сахалин. Приведённые данные показывают, что при климатических изменениях из-за разницы в росте снегозапасов в лесу и в поле коэффициент снегонакопления будет меняться. И изменения эти имеют пространственно-временной характер.

Цель настоящей работы – определить динамику соотношения снегозапасов в лесу и в поле при климатических изменениях. Отметим, что снегонакопление в лесу зависит от таксационных характеристик леса, поэтому анализировать влияние климатических изменений на коэффициент снегонакопления можно только для одного и того же снегомерного маршрута в лесу. Сравнить снегонакопление в лесу и в поле необходимо для

одной метеостанции, так как в этом случае влияние изменчивости атмосферных осадков на небольшой территории над лесом и полем будет минимальным. Материалы маршрутных снегомерных съёмов, начиная с 1966 г., а также координаты и названия метеорологических станций России, содержащие индекс ВМО, приведены на сайте института ВНИИГМИ-МЦД (<http://meteo.ru>).

Влияние климатических условий на снегозапасы в лесу и в поле

Рассмотрим влияние климатических условий на снегозапасы в лесу и в поле на равнинной территории России. В 2000–2010 гг. для многих регионов были характерны аномально высокие среднегодовые температуры воздуха [15]. Выявлены региональные особенности скорости потепления климата и вычислены тренды среднегодовой температуры воздуха за периоды 1965–2000 и 2000–2010 гг., что позволило проследить современные тенденции изменения климата. Практически эти же временные интервалы (1966–2000 и 2001–2010 гг.) рассмотрены в работе [16] для оценки средних многолетних значений толщины и плотности снежного покрова в разные месяцы. Причём из-за проблемы выбора исключались метеостанции, на которых маршрутные снегосъёмки выполнялись как в лесу, так и в поле. Однако для многих практических задач (сельское и лесное хозяйство, функционирование растений и животных, более точный учёт альбедо поверхности и величин стока и т.п.) представляет интерес анализ влияния климатических изменений на соотношение снегозапасов в поле и в лесу.

Рассмотрим *динамику снегозапасов в лесу и в поле*. Для этого выберем метеостанции, для которых имеются маршрутные снегосъёмки и в поле, и в лесу. Из 517 метеостанций с маршрутными снегосъёмками, представленных на сайте ВНИИГМИ-МЦД, 81 метеостанция имеет данные маршрутных снегосъёмов одновременно и в лесу, и в поле. При этом большая часть метеостанций (64) расположена в Европейской части России, 10 – в Западной Сибири и 7 – в Восточной Сибири. На рис. 1 показано распределение снегозапасов в лесу и в поле в период 2001–2010 гг. для метеостанций со снегосъёмками и в лесу, и в поле. Диапазон изменения снегозапасов по цветовой шкале для леса и поля и в целом характер распределения снегоза-

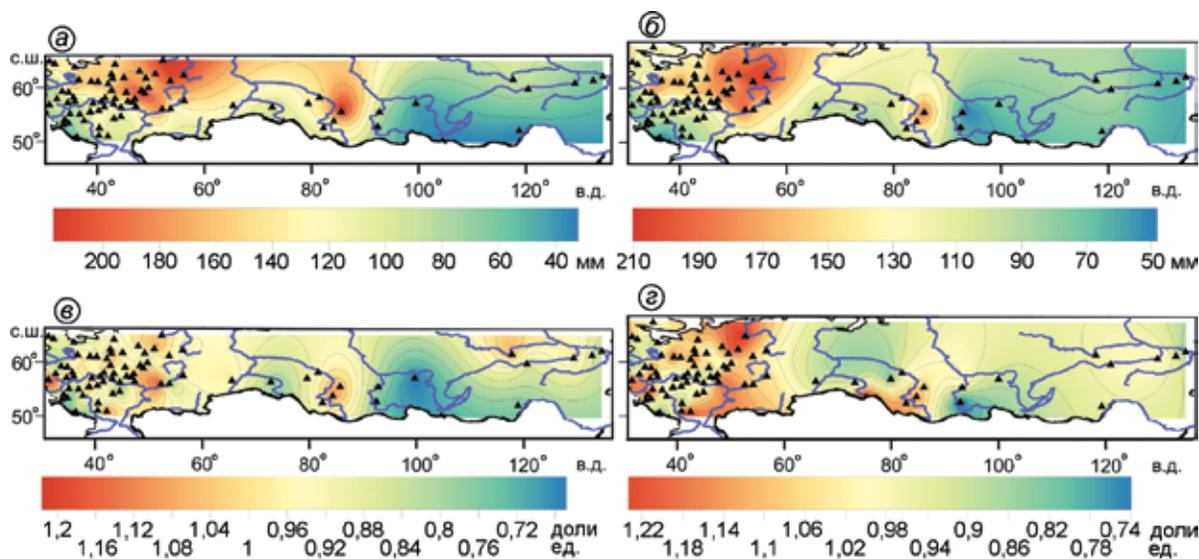


Рис. 1. Снегозапасы в лесу (а) и поле (б) за 2001–2010 гг. и отношение снегозаписа за период 2001–2010 гг. к периоду 1966–2000 гг. в лесу (в) и поле (г).

Треугольники – места расположения метеостанций

Fig. 1. Snow storage in the forest (a) and in the field (b) for 2001–2010 and ratio of snow storage for 2001–2010 to 1966–2000 in the forest (v) and in the field (z)

Triangles are the location of weather stations

пасов сохраняются. Однако в восточной части Европейской части в поле произошёл более значительный рост снегозапасов в период 2001–2010 гг. относительно периода 1966–2000 гг.

Для рассмотренных 64 метеостанций на территории Европейской части России диапазон изменения снегозапасов в лесу за 2001–2010 гг. составляет 43–216 мм, а в поле – 47–212 мм. Наибольшие снегозапасы, порядка 180–200 мм, приходятся на районы центра Европейской части России, западнее рек Печора и Кама. Средние значения максимальных снегозапасов для рассмотренных 64 метеостанций в лесу составляют 133 мм, а в поле – 131 мм (для 81 метеостанции эти величины равны 125 и 124 мм соответственно). При этом для 20 метеостанций, расположенных севернее 60° с.ш., снегозапасы в лесу и в поле составляют 167 и 162 мм соответственно. Для 44 метеостанций, находящихся южнее 60° с.ш., снегозапасы значительно ниже: в лесу – 118 мм, в поле – 116 мм. Для 10 станций юга Западной Сибири снегозапасы в лесу и поле составляют 125 и 107 мм соответственно. Семь метеостанций Восточной Сибири показали обратную зависимость: 64 и 70 мм соответственно. Для всех рассмотренных метеостанций отношение снегозапасов в лесу за 2001–2010 гг. относительно 1966–2000 гг. составляет 0,93, тогда как для поля – 1,02

(см. рис. 1, а и б). Таким образом, за указанные периоды снегозапасы в лесу уменьшились на 7%, тогда как в поле они увеличились на 2%.

Сравнение снегозапасов в лесу и в поле

Определим отношение снегозапасов в лесу к их значению в поле (коэффициент снегонакопления K_n) за разные периоды. В 2001–2010 гг. этот коэффициент изменяется от 0,65 до 1,65 (рис. 2). Отношение величины K_n за период 1981–1990 гг. к периоду 2001–2010 гг. составляет 0,8–1,45, а за период 1991–2000 гг. к периоду 2001–2010 гг. – 0,9–1,4. Наибольшие изменения за эти периоды произошли на юге Европейской части России, в бассейне р. Ангара и на юге Западной Сибири. В центральной части Европейской России и в Западной Сибири изменения небольшие. Для Европейской России за период 2001–2010 гг. среднее значение $K_n = 1,02$ (по отдельным станциям различие может быть более 40%), для Западной Сибири – 1,18, для Восточной Сибири – 0,89. Отношение K_n за периоды 2001–2010 гг. к 1966–2010 гг. составило в среднем для метеостанций Европейской России, Западной Сибири и Восточной Сибири 0,91; 0,93 и 0,90 соответственно (см. рис. 2, б).

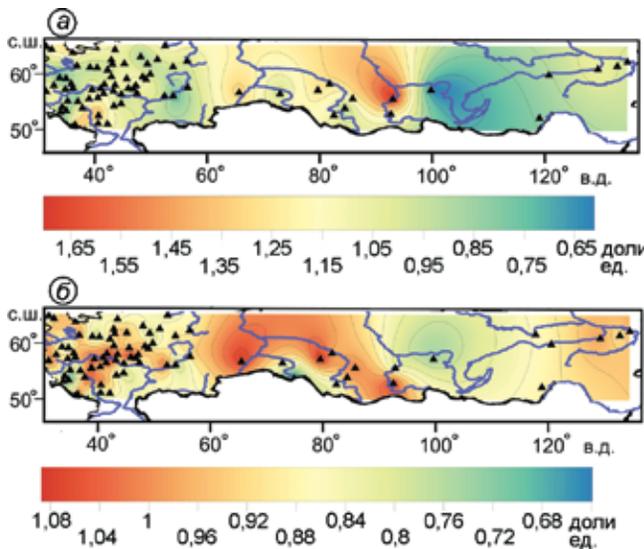


Рис. 2. Отношение снегозапасов в лесу к их значению в поле K_d за 2001–2010 гг. (а) и отношение величины K_d за период 2001–2010 гг. к периоду 1966–2000 гг. (б)
Fig. 2. The ratio of snow storage in the forest to their value in the field K_d for 2001–2010 (a) and ratio of quantity K_d for period 2001–2010 to 1966–2000 (b)

Средние значения коэффициента снегонакопления K_d для всех рассмотренных метеостанций за периоды 1981–1990, 1991–2000 и 2001–2010 гг. были равны 1,15; 1,11 и 1,03 соответственно. Для периода 1966–2000 гг. $K_d = 1,12$. Это показывает снижение величины K_d в 1981–1990 и 1991–2000 гг. относительно периода 2001–2010 гг. в 1,11 и 1,07 раза соответственно. Для 24 метеостанций из 81 величина K_d за период 1981–1990 гг. превышает 20%. На этих метеостанциях среднее значение коэффициента K_d за периоды 1981–1990, 1991–2000 и 2001–2010 гг. составило соответственно 1,41; 1,31 и 1,15. Значит, до 2000 г. по сравнению с 2001–2010 гг. значительно больше снега аккумулировалось в лесу (см. рис. 2). В результате снегозапасы и в лесу, и в поле при современных климатических изменениях значительно сблизились.

Рассмотрим, с чем связано снижение снегозапасов в лесу и небольшой рост в поле. В работе [17] при анализе влияния погрешности в измерениях снегопадов на суммы атмосферных осадков по Северной Евразии за периоды 1958–1984 и 1985–2010 гг. отмечается, что практически на всей территории России со временем поправки к измеренным осадкам уменьшаются. Среди возможных причин этого – ослабление зимних скоростей ветра в Арктике. Так, в Томской области за

последнее время среднее число дней с метелями уменьшилось в 3–6 раз [18].

Влияние климатических изменений на скорость ветра

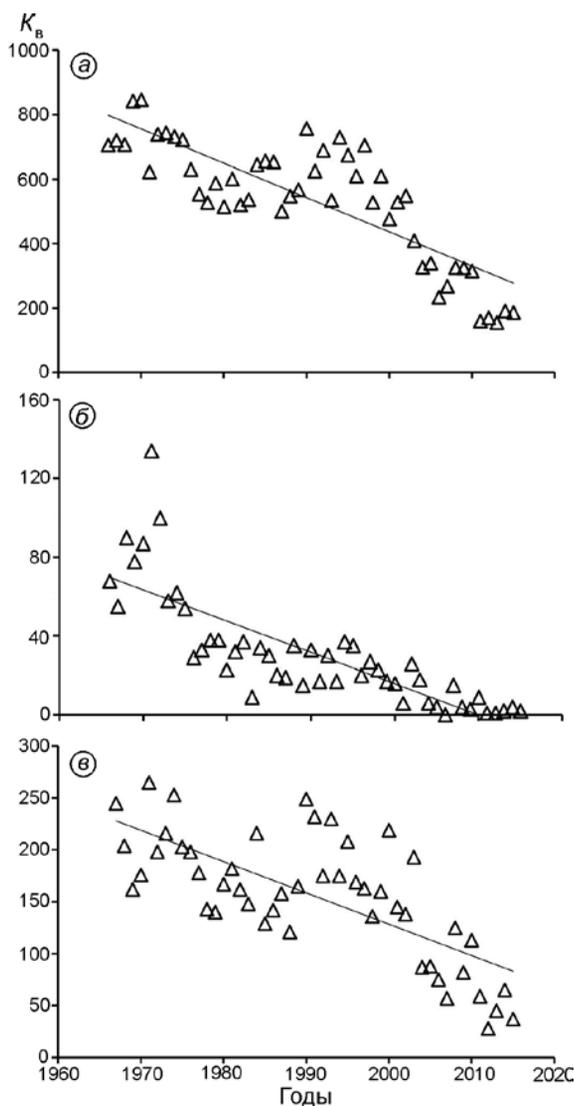
Потепление климата приводит к изменению скорости ветра. Скорость ветра влияет на метельный перенос снега и его структуру при выпадении на поверхность земли [19]. При скоростях ветра 6–10 м/с возникает *низовая метель*, т.е. перенос снега ветром с поверхности снежного покрова в слое высотой несколько метров. При *общей метели* (скорость ветра 10–20 м/с) происходит интенсивный перенос снега ветром в приземном слое атмосферы, достаточно развитый по вертикали, что не позволяет установить, выпадает снег из облаков или переносится только снег, поднятый с поверхности снежного покрова. При общей метели максимальный снегоперенос в несколько раз больше, чем при низовой метели. Подчеркнём, что основной перенос снега происходит при низовой метели, так как число таких метелей на порядок больше числа общих метелей. На метеостанциях скорость ветра измеряется в установленные сроки наблюдений восемь раз за сутки. Данные по значениям скорости ветра приведены на сайте института ВНИИГМИ-МЦД (<http://meteo.ru>). Мы будем оценивать число наблюдений за год и за три зимних месяца, когда скорости ветра находятся в диапазоне 6–10 м/с и когда скорости ветра превышают значения 10 м/с. Число таких наблюдений обозначим K_B .

Определим, как часто менялась скорость ветра на метеостанциях со значительным изменением отношения снегозапасов в лесу к их значению в поле (коэффициент K_d) (за исключением метеостанции Тайга) за периоды 1966–2000 и 2001–2010 гг. (таблица). На всех рассмотренных метеостанциях число наблюдений K_B при скорости ветра за год более 10 м/с в 2001–2010 гг. снижается относительно периода 1966–2000 гг.: в Европейской части России – в 6,4 раза, в Западной и Восточной Сибири – в 2,1 и 1,4 раза соответственно (см. таблицу). Величина K_B при средней скорости ветра за год 6–10 м/с снижается в Европейской части России в 2 раза, а в Западной Сибири – в 1,4 раза и растёт в Восточной Сибири в 1,1 раза. Наибольшее снижение величины K_B зафиксировано на метеостанциях Европейской России.

Метеостанции, выбранные для анализа динамики скорости ветра, значения коэффициента K_d и число наблюдений за год и календарную зиму при разной скорости ветра

Номер и название метеостанции	Широта	Долгота	Коэффициент K_d	Число наблюдений за год при скорости ветра, м/с		Число наблюдений за зиму при скорости ветра, м/с	
				6–10	более 10	6–10 м/с	более 10 м/с
<i>Европейская часть России</i>							
22408. Калевала	65,22	31,17	1,36*/1,08	257/100	7/4	70/23	2/1
23405. Усть-Цильма	65,43	52,27	1,48/1,21	639/362	41/9	185/110	13/3
28418. Сарапул	56,47	53,73	0,97/0,71	302/173	29/3	100/51	10/1
34202. Готня	50,80	35,77	1,15/0,90	453/239	65/12	145/82	27/3
34321. Валуйки	50,22	38,10	1,64/1,26	184/51	36/0	56/22	17/0
<i>Западная Сибирь</i>							
29923. Ребриха	53,07	82,30	1,29/1,10	445/417	151/76	133/134	66/35
29570. Красноярск (опытное поле)	56,03	92,75	2,25/1,79	241/109	17/1	94/48	9/0
29541. Тайга	56,07	85,62	1,23/1,24	464/315	57/28	166/119	22/13
<i>Восточная Сибирь</i>							
29393. Червянка	57,65	99,53	0,81/0,60	164/176	16/14	28/31	3/2
24944. Олекминск	60,40	120,42	1,01/0,89	156/172	10/4	23/33	1/0

*В числителе – данные за 1966–2000 гг., в знаменателе – за 2001–2010 гг.



Тенденция снижения числа наблюдений при скорости ветра более 10 м/с сохраняется для всех рассмотренных метеостанций за календарную зиму (декабрь–февраль): в Европейской части России – в 8,9 раза, в Западной и Восточной Сибири – в 2 и 1,9 раза соответственно. Число наблюдений на метеостанциях со средней скоростью ветра 6–10 м/с за календарную зиму снизилось в Европейской России в 1,9 раза, а в Западной Сибири – в 1,3 раза. Для метеостанций Восточной Сибири величина K_b увеличилась в 1,3 раза при её небольших значениях. Зимняя и годовая скорости ветра в диапазоне 6–10 м/с в Восточной Сибири в несколько раз меньше, чем в Западной Сибири и в Европейской России. Причём при скоростях ветра более 10 м/с это различие ещё больше. Из 720 наблюдений за три зимних месяца в Восточной Сибири только 1–3 наблюдения получены при скорости более 10 м/с. На Европейской части России и в Западной Сибири скорости ветра сравнимы. Типичная картина изменения числа наблюдений K_b со скоростями ветра 6–10 м/с и более 10 м/с с 1966 по 2015 г. за год и календарную зиму представлена на рис. 3.

Рис. 3. Число сроков наблюдений K_b на метеостанции № 23405 (Усть-Цильма, Европейская часть России) за скоростью ветра за год (а, б) и календарную зиму (в) при скоростях ветра 6–10 м/с (а, в) и более 10 м/с (б) за период с 1966 по 2015 г.

Fig. 3. Amount of observations terms K_b at weather station № 23405 (Ust-Tsilma, European Russia) over wind speed for a year (a, b) and calendar winter (e) under wind speed of 6–10 m/s (a, e) and more than 10 m/s (b) for period 1966 to 2015

Заключение

Выполненные исследования показали, что на равнинной территории России средние значения коэффициента снегонакопления K_d (отношение снегозапаса в лесу к его значению в поле) для всех метеостанций со снегосъёмками в лесу и в поле за периоды 1981–1990, 1991–2000 и 2001–2010 гг. составляют 1,15; 1,11 и 1,03 соответственно. Для 24 метеостанций из 81, на которых проводились маршрутные снегосъёмки и в лесу, и в поле, коэффициент снегонакопления K_d за период 1981–1990 гг. превышает 20%. Для этих метеостанций средние значения K_d за периоды 1981–1990, 1991–2000 и 2001–2010 гг. составили 1,41; 1,31 и 1,15 соответственно. Эти данные говорят о том, что до 2000 г. значительно больше снега аккумулировалось в лесу, чем в поле, по сравнению с периодом 2001–2010 гг. Причина заключается в уменьшении числа метелей. Так, на метеостанциях Европейской части России, где фиксируется наибольшее изменение снегозапасов, число наблюдений со скоростями ветра в диапазоне 6–10 м/с уменьшилось за календарную зиму в 2001–2010 гг. в 1,9 раза по сравнению с периодом 1966–2000 гг., тогда как за это же время в Западной Сибири оно снизилось в 1,3 раза. Ещё больше уменьшилось число наблюдений скорости ветра более 10 м/с: в Европейской части России в 8,9 раза, в Западной и Восточной Сибири – в 2,0 и 1,9 раза соответственно. Наиболь-

шие изменения в перераспределении снегозапасов в лесу и в поле произошли в 2001–2010 гг.

Благодарности. Обработка и анализ архивных материалов выполнялись в рамках фундаментальных научных исследований по проекту «Оценки современного состояния и текущих изменений внутреннего гидротермического режима ледников, с выделением данных по эталонным ледникам» (рег. № 01201352474 (0148-2014-0006), а картографирование и оценка снегозапасов – при поддержке Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 11 «Влияние современных изменений климата на формирование аномалий снежного покрова, осадков и термического режима грунта в регионах Северной Евразии».

Acknowledgements. Analysis and processing of archival materials was carried out within the framework of fundamental scientific project «Assessments of the current state and current changes in the internal hydrothermal regime of glaciers, with the identification of data on reference glaciers» (reg. № 01201352474 (0148-2014-0006), and mapping with the support of the Fundamental Research Program of the Department of Earth Sciences of the Russian Academy of Sciences № 11 «Influence of modern climate changes on the formation of snow cover anomalies, precipitation and thermal regime of soil in the regions of Northern Eurasia».

Литература

References

1. Шмакин А.Б., Осокин Н.И., Сосновский А.В., Зазовская Э.П., Борзенкова А.В. Влияние снежного покрова на промерзание и протаивание грунта на Западном Шпицбергене // Лёд и Снег. 2013. Т. 53. № 4. С. 52–59.
2. Осокин Н.И., Сосновский А.В. Влияние термического сопротивления снежного покрова на устойчивость многолетнемерзлых пород // Криосфера Земли. 2016. Т. XX. № 3. С. 105–112.
3. Осокин Н.И., Сосновский А.В. Пространственное распределение термического сопротивления снежного покрова на территории России и его влияние на промерзание и протаивание грунтов // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 1. С. 52–60. doi: 10.15356/2076-6734-2016-1-52-60.
4. Осокин Н.И., Сосновский А.В., Чернов Р.А. Влияние стратиграфии снежного покрова на его термическое сопротивление // Лёд и Снег. 2013. Т. 53. № 3. С. 63–70. doi: 10.15356/2076-6734-2013-3-63-70.
1. Shmakin A.B., Osokin N.I., Sosnovsky A.V., Zazovskaya E.P., Borzenkova A.V. Influence of snow cover on soil freezing and thawing in the West Spitsbergen. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2013, 53 (4): 52–59. doi: 10.15356/2076-6734-2013-4-52-59. [In Russian].
2. Osokin N.I., Sosnovsky A.V. Influence of snow cover thermal resistance on permafrost stability. *Kriosfera Zemli. Earth's Cryosphere*. 2016, XX (3): 105–112. [In Russian].
3. Osokin N.I., Sosnovsky A.V. Spatial distribution of the snow thermal resistance on the Russian territory and its impact on the ground freezing and thawing. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2016, 56 (1): 52–60. doi: 10.15356/2076-6734-2016-1-52-60. [In Russian].
4. Osokin N.I., Sosnovsky A.V., Chernov R.A. Influence of snow cover stratigraphy on its thermal resistance. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2013, 53 (3): 63–70. doi: 10.15356/2076-6734-2013-3-63-70. [In Russian].
5. *Sneg: Spravochnik*. Handbook of Snow. Eds.: D.M. Gray, D.H. Male. Translated from English under the editorship of V.M. Kotlyakov. Leningrad: Hydro-meteoizdat, 1986: 751 p. [In Russian].

5. Снег: Справочник / Ред.: Д.М. Грей, Д.Х. Мэйл / Пер. с англ. под ред. В.М. Котлякова. Л.: Гидрометеоздат, 1986. 751 с.
6. Мишон В.М. Теоретические и методические основы оценки ресурсов поверхностных вод в зонах недостаточного и неустойчивого увлажнения европейской части России: Дис. на соиск уч. степ. д-ра геогр. наук. Воронеж: Воронежский гос. пед. ун-т, 2007. 65 с.
7. Шутов В.А., Калюжный И.Л. Анализ пространственного распределения зимних осадков и снегозапасов в бассейне р. Белой // Метеорология и гидрология. 1997. № 1. С. 105–114.
8. Максютова Е.В. Многолетние колебания толщины снежного покрова и максимальных снегозапасов на территории Предбайкалья // Лёд и Снег. 2013. Т. 53. № 2. С. 40–47. doi: 10.15356/2076-6734-2013-2-40-47.
9. Максютова Е.В., Густокашина Н.Н. Изменение характеристик климата холодного периода на территории Иркутско-Черемховской равнины // География и прир. ресурсы. № 4. С. 87–92.
10. Бураков Д.А., Авдеева Ю.В., Петров А.И., Адамович А.А., Ромаско В.Ю., Игловская Н.В., Перепечина И.В. Гидролого-математические модели в прогнозах речного стока сибирских рек // География и окружающая среда. СПб.: Наука, 2003. С. 242–253.
11. Петров А.И., Инишев Н.Г., Дубровская Л.И. Закономерности формирования снегозапасов на заболоченном водосборе южно-таежной зоны Западной Сибири // Вестн. Томского гос. ун-та. Сер. естеств. наук. 2012. № 360. С. 182–187.
12. Дубровская Л.И., Патрушева Н.Е. Анализ изменчивости снегозапасов на заболоченных водосборах левобережья средней Оби // Географический вестник. 2013. Вып. 2 (25). С. 40–45.
13. Пьянков С.В., Шихов А.Н. Моделирование пространственного распределения снегозапасов на крупном водосборе с применением спутниковой информации // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2016. Т. 13. № 4. С. 29–41.
14. Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2015 год. М.: изд. Росгидромета, 2016. 68 с.
15. Малкова Г.В., Павлов А.В., Скачков Ю.Б. Оценка устойчивости мерзлых толщ при современных изменениях климата // Криосфера Земли. 2011. Т. XV. № 4. С. 33–36.
16. Осокин Н.И., Сосновский А.В. Пространственная и временная изменчивость толщины и плотности снежного покрова на территории России // Лёд и Снег. 2014. Т. 54. № 4. С. 72–80.
17. Гройсман П.Я., Богданова Е.Г., Алексеев В.А., Черри Ж.Е., Булыгина О.Н. Влияние погрешности в измерениях снегопадов на суммы атмосферных осадков и их тренды по Северной Евразии // Лёд и Снег. 2014. Т. 54. № 2. С. 29–43. doi: 10.15356/2076-6734-2014-2-29-43.
18. Борисова А.В., Журавлев Г.Г. Динамика метелей Томской области // Климатология и гляциология Сибири: Материалы Междунар. науч.-практ. конф. Томск: изд. ЦНТИ, 2012. С. 47–49.
19. Дюнин А.К. В царстве снега. Новосибирск: Наука, 1983. 161 с.
6. Mishon V.M. Theoretical and methodological foundations of resources of surface waters assessment in zones of insufficient and unstable humidification at European territory of Russia. Doctoral thesis in Geography. Voronezh: Voronezh State Pedagogical University, 2007. 65 p. [In Russian].
7. Shutov V.A., Kalyuzhny I.L. Analysis of spatial distribution of winter precipitation and snow storage in the catchment of Belaya river. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 1997, 1: 105–114. [In Russian].
8. Maksyutova E.V. Long-term fluctuations of snow cover thickness and maximum snow storage in the Baikal area. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2013, 53 (2): 40–47. doi: 10.15356/2076-6734-2013-2-40-47. [In Russian].
9. Maksyutova E.V., Gustokashina N.N. Change in characteristics of climate of the cold period in the territory of Irkutsk-Cheremkhovo Plain. *Geografiya i prirodnye resursy*. Geography and Natural Resources. 2009, 4: 87–92. [In Russian].
10. Burakov D.A., Avdeeva Yu.V., Petrov A.I., Adamovich A.A., Romasko V.Yu., Iglovskaya N.V., Perepechina I.V. Hydrological-mathematical models in runoff forecasts of Siberian rivers. *Geography and Environment*. St. Petersburg: Nauka, 2003: 242–253. [In Russian].
11. Petrov A.I., Inishev N.G., Dubrovskaya L.I. Patterns of formation of snow storages on wetlands basins of south taiga zone of Western Siberia. *Vestnik Tomskogo Gosudarstvennogo Universiteta. Seriya estestvennykh nauk*. Herald of Tomsk State University. Series of Natural Sciences. 2012, 360: 182–187. [In Russian].
12. Dubrovskaya L.I., Patrusheva N.E. Analysis of snow storage variability on wetlands basins of the left bank in middle Ob. *Geograficheskiy vestnik*. Geographical Bulletin. 2013, 2 (25): 40–45. [In Russian].
13. Pyankov S.V., Shikhov A.N. Modeling the spatial distribution of snow cover on a large catchment area using satellite data. *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*. Current problems in remote sensing of the Earth from space. 2016, 13 (4): 29–41. [In Russian].
14. *Doklad ob osobennostyah klimata na territorii Rossijskoj Federacii za 2015 god*. A report on climate features on the territory of the Russian Federation in 2015. Moscow: Russian Federal Service for Hydrometeorology and Environmental Monitoring (Roshydromet), 2016: 68 p. [In Russian].
15. Malkova G.V., Pavlov A.V., Skachkov Yu.B. Assessment of permafrost stability under contemporary climatic changes. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2011, XV (4): 33–36. [In Russian].
16. Osokin N.I., Sosnovsky A.V. Spatial and temporal variability of depth and density of snow cover in Russia. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2014, 54 (4): 72–80. [In Russian].
17. Groisman P.Y., Bogdanova E.G., Alexeev V.A., Cherry J.E., Bulygina O.N. Impact of snowfall measurement deficiencies on quantification of precipitation and its trends over Northern Eurasia. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2014, 54 (2): 29–43. doi: 10.15356/2076-6734-2014-2-29-43. [In Russian].
18. Borisova A.V., Zhuravlev G.G. Dynamics of blizzards in Tomsk Oblast. *Klimatologiya i glyatsiologiya Sibiri. Materialy Mezhdunarodnoy konferentsii*. Proc. of the Intern. science conf. «Climatology and glaciology of Siberia». Tomsk, 2012: 47–49. [In Russian].
19. Dyunin A.K. *V tsarstve snega*. In the Realm of Snow. Novosibirsk: Nauka, 1983: 161 p. [In Russian].

Изменчивость зимнего стока реки Ока в зависимости от изменения климата

© 2018 г. Т.Б. Титкова

Институт географии РАН, Москва, Россия
ttitkova@yandex.ru**Variability of winter runoff of the Oka River and its relationship with climate change**

Т.Б. Titkova

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
ttitkova@yandex.ru

Received August 1, 2017

Accepted October 28, 2017

Keywords: *days with positive temperatures, Oka basin, precipitation, river runoff, soil temperature, water equivalent of snow.***Summary**

Response of a river flow in a winter low-water period to the climate changes is analyzed by the example of the Oka River (245 thousand km²). The analysis was done for each individual month from December to March during the period 1980–2015. The data were obtained for the hydrometric section Oka–Gorbatov. The following climatic characteristics were used for the analysis: 1) the number of days with positive air temperatures; 2) the temperature of the upper soil layer; 3) the sum of precipitation (data of meteorological station); 4) water equivalent of snow (the data from the satellite ESA GlobSnow, SWE version 2). Accuracy of the satellite data was estimated with respect to the observational data. In 1981–2010, significant increase in winter runoff occurred in December and March. This period was divided into two phases: 1) the end of the 20th century which was characterized by increasing of precipitation, the soil temperature, number of days with positive temperatures, and that resulted in the growth of the water equivalent of snow; 2) the beginning of the 21st century – by significant fluctuation in precipitation, number of days with positive temperatures as well as by a drop in the soil temperature and water equivalent of snow. The runoff volume was found to be in a direct relationship with the number of days with positive temperatures, the soil temperature, the precipitation sum, and in the inverse relationship with the water equivalent of snow. Both, the regression and dispersion analyses indicated that the above set of climatic characteristics was sufficient to explain changes in the winter runoff. According to the degree of influence on the winter runoff, these characteristics can be ranked as follows: the number of days with positive temperatures; the average soil temperature; the water equivalent of snow; the precipitation sum. The effect of the water equivalent on the runoff becomes significant from mid-winter and remains the most significant factor by the end of snowmelt.

Citation: Titkova T.B. Variability of winter runoff of the Oka River and its relationship with climate change. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2018. 58 (2): 191–198. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2018-2-191-198

Поступила 1 августа 2017

Принята к печати 28 октября 2017 г.

Ключевые слова: *бассейн р. Ока, водный эквивалент снега, дни с положительными температурами, осадки, речной сток, температура почвы.*

Определена реакция зимнего стока рек в бассейне р. Ока (притока Волги) в 1981–2010 гг. на изменение климатических характеристик: суммы осадков, числа дней с положительными температурами воздуха и температуры верхнего слоя почвы, полученных по данным метеостанций, а также водного эквивалента снега, определённого по данным спутникового зондирования. Значимое увеличение зимнего стока в бассейне Оки наблюдается в периоды становления зимнего снежного покрова и начале снеготаяния.

Введение

Проявление глобального потепления второй половины XX – начала XXI вв. (1976–2012 гг.) на Восточно-Европейской равнине, выраженное в росте среднегодовой приземной температуры, составило 0,52 °C/10 лет [1]. В последнее десятилетие в зимний период наблюдается замедление глобаль-

ного потепления. В отличие от продолжающегося потепления весной и осенью, скорость зимнего потепления в Европейской России понизилась с 0,68 °C/10 лет в среднем за период 1976–2006 гг. до 0,43 °C/10 лет в среднем за период 1976–2012 гг., так как с конца 1990-х годов наблюдается замедление зимнего потепления [1]. Около половины потепления в Северном полушарии можно объ-

яснить тем, что с середины 1970-х годов до начала XXI в. Северная Атлантика перешла от холодной к тёплой фазе, и это сопровождалось аномальными потоками тепла из океана в атмосферу в Северной Атлантике и Арктике [2]. Эмпирические данные подтверждают зимнее увеличение осадков на территории Европы в тёплую фазу [3].

Рост увлажнения Восточно-Европейской равнины на фоне глобального потепления во второй половине XX в., смягчение температурного режима зим, увеличение числа оттепелей, а также уменьшение глубины промерзания пород зоны аэрации — всё это в последние десятилетия создаёт необходимые климатические условия для улучшения условий питания подземных вод и увеличения водного режима рек в зимних условиях, что отмечается во многих работах [4–6]. Водный эквивалент снега (ВЭС) — это потенциальное количество воды, которое может просочиться в почву и повлиять на изменение стока рек в зимних условиях, поэтому рассмотрение его в качестве одного из факторов, влияющих на сток, весьма важно.

Задачи настоящей работы — определить реакцию зимнего стока бассейна р. Ока на изменение климатических характеристик, в том числе водного эквивалента снега, и оценить степень значимости и влияния климатических параметров на зимний сток во второй половине XX — начале XXI вв.

Данные и методы

К климатическим характеристикам, влияющим на величину просачивания, относятся: сумма осадков; число дней с положительными температурами воздуха (дни $T > 0$ °С); температура верхнего слоя почвы ($T_{\text{п}}$) и запасы воды в снежном покрове — водный эквивалент снега (ВЭС, мм). Данные метеостанций по этим параметрам и ВЭС для бассейна Оки в географических пределах 51,5–57,5° с.ш. и 32–45,5° в.д. взяты из архива ВНИИГМИ-МЦД (www/meteo.ru) и проанализированы по 29 станциям. Затем данные интерполировались в сетку $1^\circ \times 1^\circ$. Изменение величины зимнего стока (за декабрь–март) рассчитывалось по среднемесячным значениям расходов воды (Q , м³/с) в створе Ока–Горбатов.

Наземные станционные данные ВЭС в идеале должны быть представлены с декадным разрешением примерно 10, 20, 30 числа каждого месяца,

но они имеют большое число пропусков по срокам и годам, особенно с 1990-х годов, как раз в период наибольших изменений. Поэтому наземных измерений ВЭС не всегда достаточно для получения достоверных сведений о его распределении и изменении. Перспективность применения данных дистанционного зондирования связана с их непрерывностью, широким пространственным охватом и высоким разрешением. В работе использована спутниковая оценка водного эквивалента снега (<http://nsidc.org/data/NSIDC-0595>) ESA Glob Snow (SWE) версии 2 из Европейского космического агентства (ESA). Информация о снеге доступна с 1979 г. и в настоящее время непрерывно пополняется. Запись SWE Glob Snow проводится на основе методологии [7, 8], где объединены данные космического радиометра (SMMR, SSM/I и SSMIS) и данные о толщине снега на метеостанциях. Пространственное разрешение данных дистанционного зондирования примерно 25×25 км. Метод получения ВЭС основан на алгоритме совмещения данных метеостанций о толщине снега и данных спутниковых радиометров. Поэтому была оценена точность спутниковых данных о водном эквиваленте снега относительно наблюдаемых. Ошибки оценивались для бассейна р. Ока. Период осреднения составил 30 лет (1981–2010 гг.). Отдельно рассматривались следующие месяцы: декабрь, январь, февраль и март. Суточные спутниковые данные использовались для сроков наземных наблюдений. Для исключения мезомасштабных ошибок начальный массив 25×25 км был интерполирован в сетку $1^\circ \times 1^\circ$ для каждого срока имеющихся наземных наблюдений. Погрешность определялась в узлах сетки за каждый срок наземных наблюдений: $\Pi = (P_c - P_n)/P_n$, где Π — погрешность; P_c и P_n — характеристика снежного покрова соответственно по спутниковым данным и по материалам наземных наблюдений.

По средним месячным данным за декабрь–март в бассейне Оки определены линейные тренды зимнего стока и климатических параметров. Отметим, что значения трендов стока в декабре и марте могут быть определены с некоторой погрешностью из-за неопределённости начала и конца зимнего стока. Был проведён корреляционный, регрессионный и дисперсионный анализ влияния климатических характеристик, в том числе и водного эквивалента снега, на зимний сток бассейна Оки. Степень влияния климатических факторов на расход воды оценивалась с помощью параметра

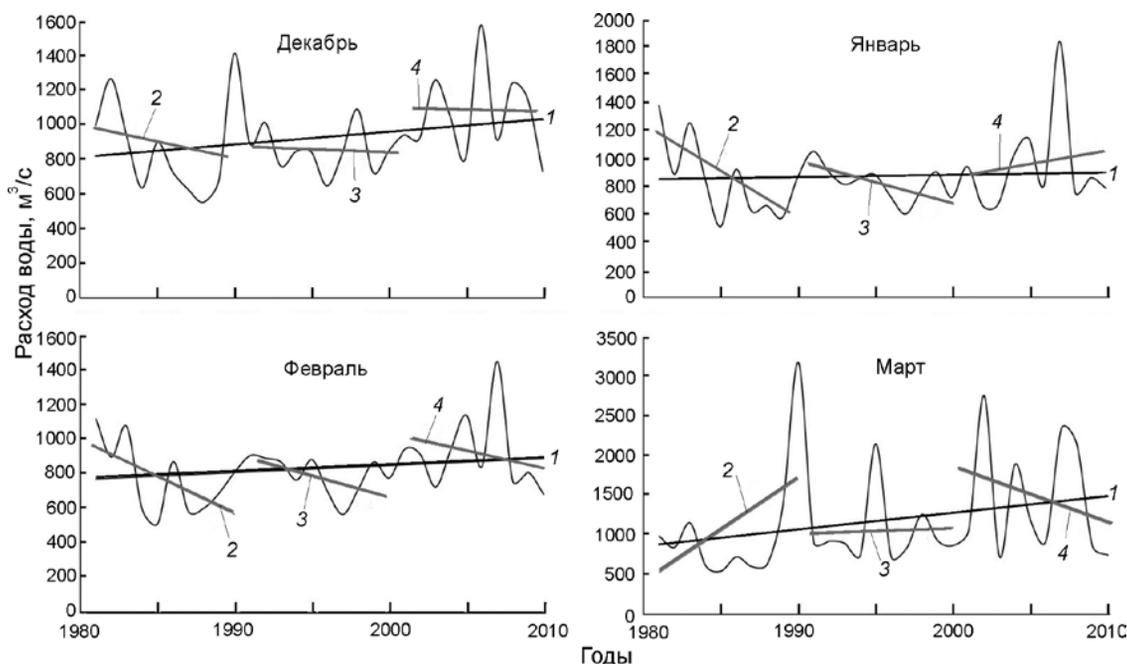


Рис. 1. Изменение расхода воды в створе Ока–Горбатов ($\text{м}^3/\text{с}$) с линейными трендами.

Цифрами на рис. 1, 3–5 обозначены тренды за периоды: 1 – 1981–2010 гг.; 2 – 1981–1990 гг.; 3 – 1991–2000 гг.; 4 – 2001–2010 гг.

Fig. 1. The change of runoff in the Oka–Gorbatov alignment (m^3/s) with linear trends.

Numbers on a fig. 1, 3–5 indicate the trends for the periods: 1 – 1981–2010; 2 – 1981–1990; 3 – 1991–2000; 4 – 2001–2010

корреляции – коэффициента детерминации R^2 . Теснота зависимости принималась удовлетворительной, если R^2 меняется от 0,3 до 0,5.

Для проверки правильности построенного уравнения регрессии применяется критерий Фишера: $F_{\text{расч}} = (n - 2)r_{xy}^2 / (1 - r_{xy}^2)$, где n – число наблюдений; r – коэффициент парной корреляции. При уровне значимости $p < 0,05$, если $F_{\text{расч}} > F_{\text{табл}}$, уравнение регрессии подобрано верно и зависимость считается значимой и достоверной; p -коэффициент уровня значимости служит для проверки нулевой гипотезы о наличии или отсутствии парной корреляции при уровне значимости 0,05. Если вычисленный уровень значимости меньше заданного уровня, то принимается гипотеза о значимом отличии p -коэффициента от нуля и, следовательно, значимом влиянии независимой переменной на исследуемую.

Результаты

Тренды климатических характеристик в зимний период в бассейне Оки. Если рассматривать период 1981–2010 гг., то значимое увеличение зимне-

го стока Q ($\text{м}^3/\text{с}$) произошло в период окончательного становления снежного покрова (декабрь) и в период начала снеготаяния (март). В январе–феврале тенденция увеличения зимнего стока существует, но она незначима (рис. 1). Значимые тренды по десятилетиям в течение 1981–1990 гг. выявлены в январе (отрицательный) и марте (положительный) (табл. 1). Оценим правомерность использования спутниковой информации о ВЭС. При сравнении спутниковых показаний по разным моделям расчёта о наличии снежного покрова и наблюдаемых данных прослеживаются общие тенденции. Отмечается завышение наличия снега в осенний период и небольшое занижение в весенний [9]. Это объясняется тем, что в период становления снежного покрова микроволновые датчики (SMMR, SSM/I) стабильно показывают меньшие значения, чем по наблюдаемым данным, так как снежный покров толщиной менее 5 см не обеспечивает сигнал достаточной силы, чтобы снег мог быть обнаружен. По мере роста толщины снежного покрова согласованность между наземными и дистанционными данными улучшается [10].

В бассейне Оки в распределении по месяцам максимальная ошибка ВЭС – до 25% – наблюда-

Таблица 1. Средние по десятилетиям линейные тренды исследуемых параметров в бассейне р. Ока

Месяц	1981–1990 гг.	1991–2000 гг.	2001–2010 гг.	1981–2010 гг.
<i>Расход воды в створе Ока–Горбатов Q, м³/с</i>				
Декабрь	–15	–6	0	75
Январь	–62*	–25	16	17
Февраль	–38	–17	–10	41
Март	128	3	–48	208
<i>Водный эквивалент снега, мм</i>				
Декабрь	2,2	3,1	–2,8	–5,8
Январь	2,6	2,6	–3,9	–8,9
Февраль	1,7	2,8	–2,2	–8,5
Март	0,8	3,3	–1,5	–10
<i>Сумма осадков ΣP, мм</i>				
Декабрь	–2,1	2,8	2,4	1,3
Январь	–1,7	–0,3	–0,1	2,2
Февраль	0,3	2,2	–1,4	2,5
Март	2	1,7	0,4	5
<i>Число дней с положительной температурой воздуха $T > 0$ °C</i>				
Декабрь	–0,2	0,4	0,1	1,4
Январь	0,2	–0,2	–0,2	0,3
Февраль	0,5	0,2	–0,2	1
Март	0,5	–0,2	0	1,3
<i>Температура почвы T_n на глубине 20 см, °C</i>				
Декабрь	2,7	0,3	1,6	0,5
Январь	1,3	0,2	–1,3	0,3
Февраль	5,3	0,8	–1	0,4
Март	4,2	0,3	–0,4	0,3

*Жирным шрифтом в табл. 1–3 выделены значимые тренды с уровнем значимости 0,05.

ется в начале зимы, в декабре, и минимальная – до 10% – в конце снежного периода, в марте, что допустимо для спутниковых данных [11]. По пространству, во все месяцы ошибка ВЭС минимальна на открытых участках в степной зоне – от –5 до 10%, постепенно увеличивается до 15% в зоне широколиственных лесов и максимальна в зоне широколиственно-тёмнохвойных смешанных лесов – до 20–25%. Таким образом, массивы спутниковой информации водного эквивалента снега удовлетворительно воспроизводят значения параметра относительно наземных наблюдений, что позволяет использовать эти данные в настоящей работе.

Положительные значимые тренды ВЭС во все месяцы с декабря по март наблюдались в два последних десятилетия XX в. практически во всём бассейне Оки, исключая март 1981–1990 гг. (см. табл. 1). Пример пространственного распределения трендов ВЭС в бассейне Оки в декабре приведён на рис. 2. Максимум положительного тренда пришёлся на 1991–2000 гг. С начала XXI в. ситуация карди-

нально изменилась. В среднем за десятилетия тренды ВЭС с декабря по март стали отрицательными.

Тренды месячных сумм осадков ΣP (мм) в бассейне Оки отличаются большой изменчивостью по месяцам и десятилетиям (рис. 3). Общий рост осадков можно отметить в зимы 1991–2000 гг. (кроме января). В остальные десятилетия тренды зимних осадков разнонаправленны. В 1981–1990 гг. в декабре и январе наблюдалось значимое уменьшение сумм осадков, а в марте – их рост. В 2001–2010 гг. увеличение осадков произошло в декабре, а уменьшение – в феврале. Значимых трендов дней с положительной среднесуточной температурой воздуха (дни с $T > 0$ °C) в бассейне Оки за десятилетия не прослеживается (см. табл. 1) ввиду больших колебаний из года в год (рис. 4). Однако при рассмотрении в целом периода 1981–2016 гг. положительные тренды дней со среднесуточной температурой воздуха больше 0 °C значимы для декабря, февраля и марта. Влияние промерзания почвы на зимний сток выражается в воздействии её на запасы почвенной влаги. Значимые положительные тренды среднемесячной температуры почвы на глубине 20 см ($T_n = 20$ см, °C) наблюдались во все месяцы декады 1981–1990 гг. (см. табл. 1). В последующее десятилетие средняя температура почвы менялась мало (рис. 5). В начале XXI в. температура почвы имеет значимый положительный тренд в декабре. В январе положительный тренд незначим. В феврале и марте наметилась тенденция понижения температуры почвы. В целом за весь период тренды положительны, но незначимы.

Статистический анализ зависимости речного стока от климатических параметров. Проведён корреляционный анализ зависимости речного стока от климатических параметров за декабрь–март в период 1981–2010 гг. Дополнительно анализировалась связь стока в текущем месяце с климатическими параметрами предыдущего месяца (табл. 2). Больше число значимых корреляций величины стока Q (м³/с) от климатических параметров прослеживается, если мы анализируем изменения в течение одного месяца. Максимальная положительная зависимость стока прослеживается от числа дней с положительной температурой (дни с $T > 0$ °C) и средней температурой почвы на глубине 20 см ($T_n = 20$ см, °C). Коэффициенты корреляции максимальны в марте (0,8) и минимальны в феврале (0,4).

В течение всей зимы прослеживается обратная связь стока с ВЭС, т.е. чем больше сток, тем

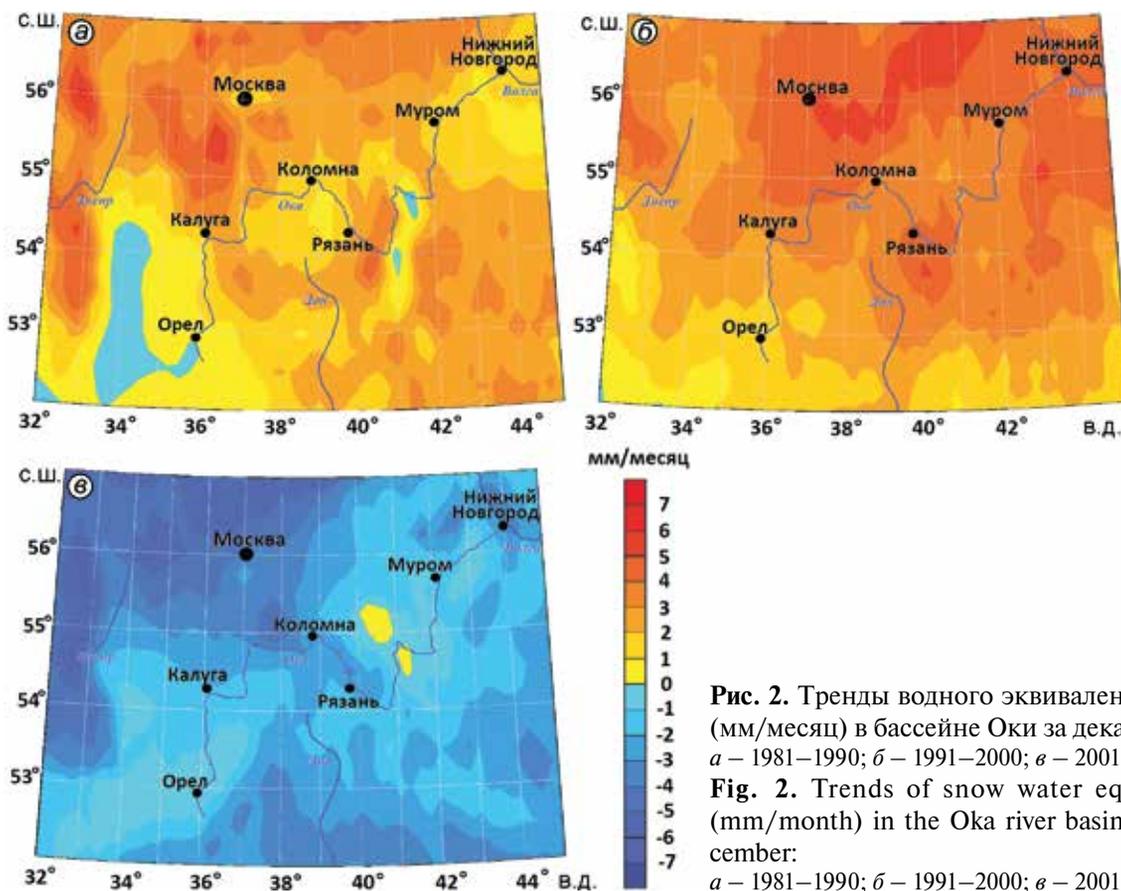


Рис. 2. Тренды водного эквивалента снега (мм/месяц) в бассейне Оки за декабрь: а – 1981–1990; б – 1991–2000; в – 2001–2010 гг.
Fig. 2. Trends of snow water equivalent (mm/month) in the Oka river basin for December: а – 1981–1990; б – 1991–2000; в – 2001–2010

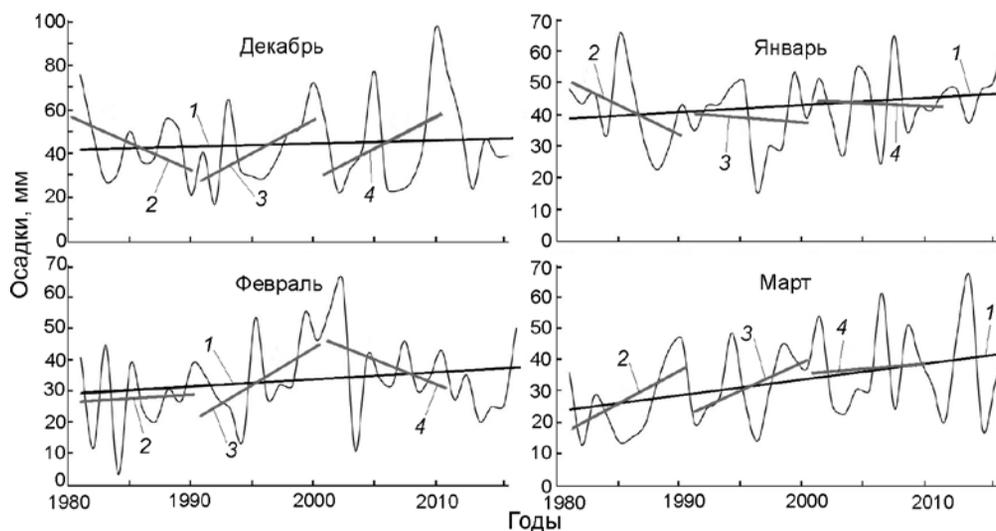


Рис. 3. Изменение суммы осадков (мм) в бассейне Оки с линейными трендами. Усл. обозначения см. на рис. 1

Fig. 3. The total of precipitation change (mm) in the Oka river basin with linear. Legend see Fig. 1

больше воды просачивается в почву и наблюдается меньший запас воды в снежном покрове. Количество осадков значимо коррелирует со сто-

ком в январе и феврале. Если рассматривать сток в последующий месяц относительно климатических характеристик, то общая картина связи со-

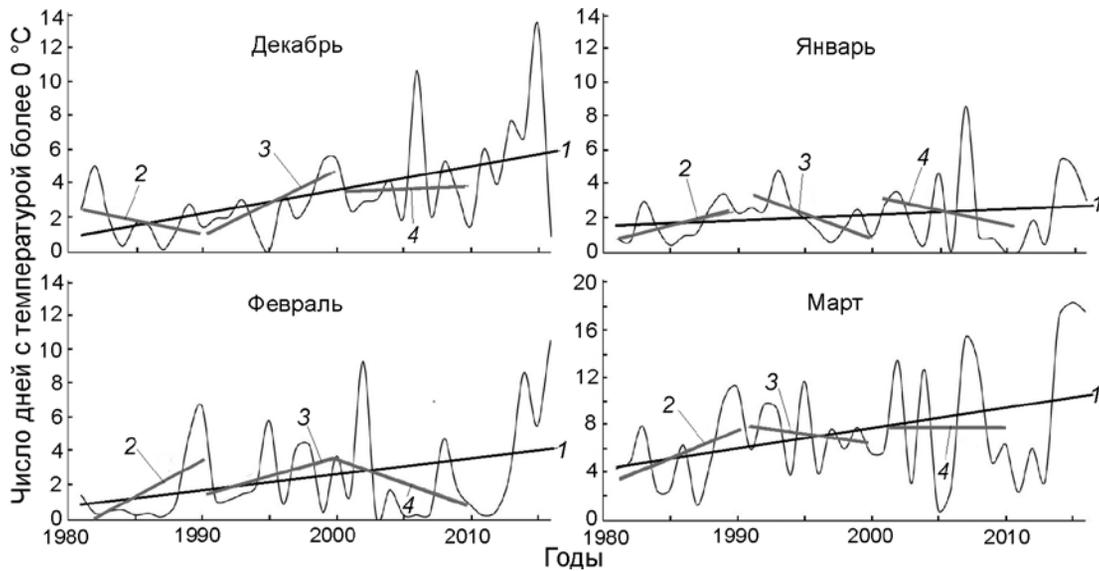


Рис. 4. Изменение числа дней с положительной среднесуточной температурой воздуха в бассейне Оки с линейными трендами.

Усл. обозначения см. на рис. 1

Fig. 4. Change in the number of days with a positive average daily temperature in the Oka river basin with linear trends. Legend see Fig. 1

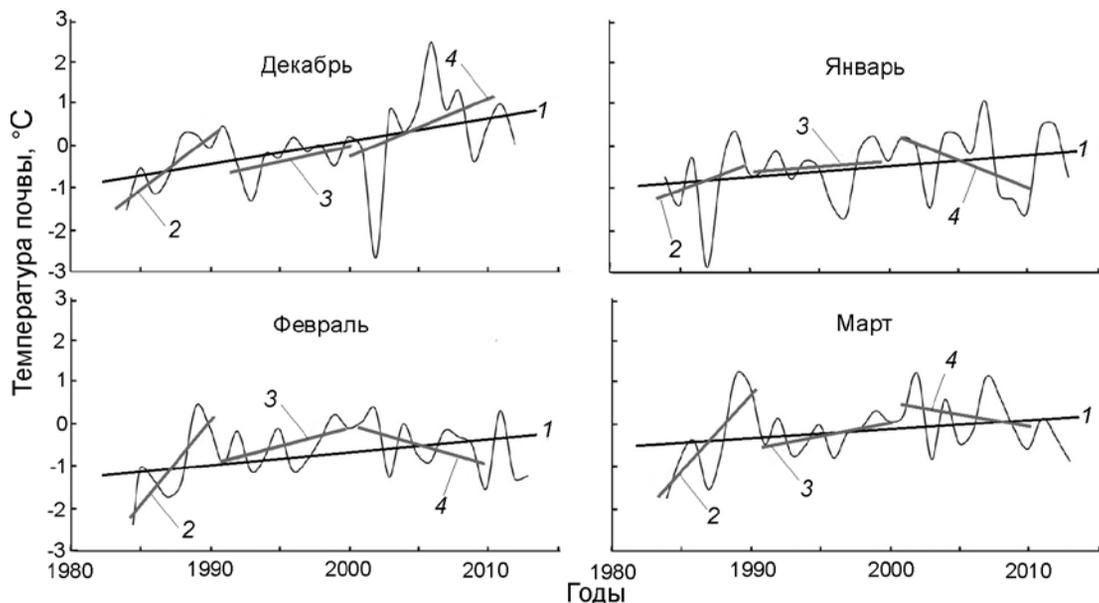


Рис. 5. Изменение среднемесячной температуры почвы на глубине 20 см в бассейне Оки с линейными трендами.

Усл. обозначения см. на рис. 1

Fig. 5. Change in the average monthly soil temperature at a depth of 20 cm in the Oka river with linear trends. Legend see Fig. 1

храняется, но коэффициенты корреляции уменьшаются. Регрессионный анализ показал, что зависимость речного стока от климатических параметров R^2 в текущем месяце находится в пределах 38–78% и 11–74% с климатическими па-

раметрами предыдущего месяца, что показывает достаточную точность описания процесса стока данными параметрами (табл. 3). Дисперсионный анализ подтвердил правильность построенного уравнения регрессии. В основном, набор иссле-

Таблица 2. Корреляция речного стока с климатическими параметрами

Месяц	ВЭС	Сумма осадков ΣP	Число дней с положительной температурой воздуха $T > 0$ °С	Температура почвы $T_{п}$ на глубине 20 см
<i>Корреляция стока с климатическими параметрами в текущем месяце</i>				
Декабрь	-0,4	0,3	0,6	0,5
Январь	-0,4	0,5	0,6	0,6
Февраль	-0,2	0,4	0,4	0,4
Март	-0,5	0,2	0,8	0,8
<i>Корреляция стока в текущем месяце с климатическими параметрами предыдущего месяца</i>				
Декабрь	-0,1	0,0	0,0	0,2
Январь	-0,3	0,5	0,6	0,7
Февраль	-0,1	0,5	0,7	0,5
Март	0,1	0,0	0,1	0,2

Таблица 3. Регрессионный и дисперсионный анализ зависимости стока р. Ока от климатических характеристик

Месяц	Коэффициент линейной корреляции R	Коэффициент детерминации R^2	Критерий Фишера $F_{расч}$	Значение критерия Фишера при уровне значимости $0,05F_{табл}$	P -коэффициент уровня значимости			
					ВЭС	ΣP , мм	дни с $T > 0$ °С	$T_{п} = 20$ см, °С
<i>Связь стока с климатическими параметрами в текущем месяце</i>								
Декабрь	0,74	0,55	11,89	1,84	0,35	0,03	0,03	0,10
Январь	0,82	0,67	23,01	1,84	0,02	0,28	0,01	0,05
Февраль	0,62	0,38	4,76	1,84	0,14	0,48	0,05	0,04
Март	0,88	0,78	42,53	1,84	0,00	0,78	0,43	0,02
<i>Связь стока в текущем месяце с климатическими параметрами предыдущего месяца</i>								
Декабрь	0,34	0,11	0,36	1,84	0,92	0,45	0,35	0,14
Январь	0,86	0,74	33,54	1,84	0,04	0,28	0,00	0,01
Февраль	0,78	0,60	15,98	1,84	0,27	0,62	0,00	0,26
Март	0,39	0,15	0,68	1,84	0,15	0,63	0,12	0,38

двух параметров значимо и достоверно описывает речной сток в зимний период ($F_{расч} > F_{табл}$).

Значения p -коэффициентов уровня значимости показывают, что все параметры – число дней с положительными среднесуточными температурами (дни с $T > 0$ °С), средняя температура почвы на глубине 20 см ($T_{п} = 20$ см, °С), сумма осадков (ΣP , мм), ВЭС – оказывают влияние на сток Оки (Q , м³/с). Их можно следующим образом проанализировать по степени уменьшения влияния на сток в целом для зимы: число дней со среднесуточными положительными температурами; средняя температура почвы; ВЭС; сумма осадков. В период становления снежного покрова, в декабре, первоначальное значение для стока имеют число дней с положительными среднесуточными температурами и сумма осадков. В январе–феврале на сток в равной степени влияют число дней с положительными среднесуточными температурами, средняя температура почвы, а также ВЭС. В марте величина речного стока больше зависит от ВЭС и средней температуры почвы.

Выводы

За 1981–2010 гг. значимое увеличение зимнего стока в бассейне Оки наблюдалось в периоды становления зимнего покрова и в период снеготаяния. Значимые положительные тренды по десятилетиям прослеживались только в десятилетие 1981–1990 гг. Характер тенденций климатических параметров в бассейне Оки можно разделить на две противоположные фазы. Конец XX в. отличался увеличением осадков на фоне роста дней с положительной температурой, ростом среднемесячной температуры почвы и, как следствие, ростом водного эквивалента снега. С начала XXI в. на фоне колебаний осадков, дней с положительной температурой в течение зимы, отрицательной тенденции температуры почвы тренд ВЭС значимо отрицателен. Величина расхода воды речного стока бассейна Оки в зимний период прямо зависит от числа дней со среднесуточной положительной температурой, температуры почвы и осадков и обратно – от водного эквивалента снега. При

анализе связи стока в текущем месяце с климатическими параметрами предыдущего месяца общая картина сохраняется, но связь становится слабее.

Статистический анализ показал, что число климатических характеристик (число дней с положительными среднесуточными температурами, средняя температура почвы, осадки, ВЭС) достаточно для объяснения изменения стока Оки в зимних условиях. Параметры по степени уменьшения влияния на сток можно ранжировать следующим образом: число дней со среднесуточными

положительными температурами, температура почвы, сумма осадков и ВЭС. В течение зимы, в зависимости от месяца, величина влияния этих параметров на зимний сток может меняться.

Благодарности. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 17-05-00518).

Acknowledgments. The work was supported by the Russian Foundation for Fundamental Stuaies (grant No. 17-05-00518).

Литература

1. Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. М.: Росгидромет, 2014. 1009 с.
2. *Semenov V.A., Latif M., Dommenget D., Keenlyside N.S., Strehz A., Martin T., Park W.* The impact of North Atlantic-Arctic multidecadal variability on Northern hemisphere surface air temperature // *Journ. of Climate*. 2010. № 23. P. 5668–5677. doi: 10.1175/2010JCLI3347.1.
3. *Knight J.R., Folland C.K., Scaife A.A.* Climate impacts of the Atlantic multidecadal oscillation // *Geophys. Research Letters*. 2006. V. 33. P. L17706. doi: 10.1029/2006gl026242.
4. *Джамалов Р.Г., Фролова Н.Л., Телегина Е.А.* Изменение зимнего стока рек европейской части России // *Водные ресурсы*. 2015. Т. 42. № 6. С. 581–588. doi: 10.7868/s0321059615060036.
5. *Джамалов Р.Г., Сафронова Т.И., Телегина Е.А.* Внутригодовое распределение стока рек с оценкой роли зимней межени // *Водные ресурсы*. 2017. Т. 44. № 6. С. 603–611. doi: 10.7868/s0321059617060049.
6. *Водные ресурсы России и их использование* / Ред. И.А. Шикломанов. СПб.: изд. ГГИ, 2008. 600 с.
7. *Pulliainen J.* Mapping of snow water equivalent and snow depth in boreal and sub-arctic zones by assimilating space-borne microwave radiometer data and ground-based observations // *Remote Sensing of Environment*. 2006. V. 101. P. 257–269. doi: 10.1016/j.rse.2006.01.002.
8. *Takala M., Luojus K., Pulliainen J., Derksen C., Lemmetyinen J., Kärnä J., Koskinen J., Bojkov B.* Estimating Northern hemisphere snow water equivalent for climate research through assimilation of space-borne radiometer data and ground-based measurements // *Remote Sensing of Environment*. 2011. V. 115. P. 3517–3529. doi: 10.1016/j.rse.2011.08.014.
9. *Титкова Т.Б., Виноградова В.В.* Сроки залегания снежного покрова на территории России в начале XXI века по спутниковым данным // *Лёд и Снег*. 2017. Т. 57. № 1. С. 25–33. doi: 10.15356/2076-6734-2017-1-25-33.
10. *Amstrong R.L., Brodzik M.J., Kummerow C.D., Jiang J., Uratuka S.* A twenty-four year record of northern hemisphere snow cover derived from passive microwave remote sensing // *Conference on microwave remote sensing of the atmosphere and environment III*. Bellingham. 2003. V. 4894. P. 373–380. doi: 10.1117/12.467772.
11. *Chang A.T.C., Foster J.L., Hall D.* Snow water equivalence determination by microwave radiometry // *Cold Regions Science and Technology*. 1982. № 5. P. 259–267.

Reference

1. *Vtoroy otsenochnyi doklad Rosgidrometa ob izmeneniyakh klimata i ikh posledstviyakh na territorii Rossiiskoy Federatsii*. The second estimated report of Roshydromet about climate changes and their consequences on the territory of the Russian Federation. Moscow: Roshydromet, 2014: 1009 p. [In Russian].
2. *Semenov V.A., Latif M., Dommenget D., Keenlyside N.S., Strehz A., Martin T., Park W.* The impact of North Atlantic-Arctic multidecadal variability on Northern hemisphere surface air temperature. *Journ. of Climate*. 2010, 23: 5668–5677. doi: 10.1175/2010JCLI3347.1.
3. *Knight J.R., Folland C.K., Scaife A.A.* Climate impacts of the Atlantic multidecadal oscillation. *Geophys. Research Letters*. 2006, 33: L17706. doi: 10.1029/2006gl026242.
4. *Dzhamalov R.G., Telegina E.A., Frolova N.L.* Winter runoff variations in European Russia. *Vodnye resursy. Water Resources*. 2015, 42 (6): 581–588. doi: 10.7868/S0321059615060036. [In Russian].
5. *Dzhamalov R.G., Safronova T.I., Telegina E.A.* Inside the annual distribution of river flow with an assessment of the role of winter mezhdeni. *Vodnye resursy. Water Resources*. 2017. 44 (6): 603–611. doi: 10.7868/S0321059617060049. [In Russian].
6. *Vodnye resursy Rossii i ikh ispolzovaniye*. Water resources of Russia and their use. Ed. I.A. Shiklomanov. Sankt-Petersburg: State Hydrological Institute, 2008: 600 p. [In Russian].
7. *Pulliainen J.* Mapping of snow water equivalent and snow depth in boreal and sub-arctic zones by assimilating space-borne microwave radiometer data and ground-based observations. *Remote Sensing of Environment*. 2006, 101: 257–269. doi: 10.1016/j.rse.2006.01.002.
8. *Takala M., Luojus K., Pulliainen J., Derksen C., Lemmetyinen J., Kärnä J., Koskinen J., Bojkov B.* Estimating Northern hemisphere snow water equivalent for climate research through assimilation of space-borne radiometer data and ground-based measurements. *Remote Sensing of Environment*. 2011, 115: 3517–3529. doi: 10.1016/j.rse.2011.08.014.
9. *Titkova T.B., Vinogradova V.V.* Snow cover endurance, according satellites data, at the territory of Russia in the beginning of XXI century. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2017, 57 (1): 25–33. doi: 10.15356/2076-6734-2017-1-25-33. [In Russian].
10. *Amstrong R.L., Brodzik M.J., Kummerow C.D., Jiang J., Uratuka S.* A twenty-four year record of northern hemisphere snow cover derived from passive microwave remote sensing. *Conference on microwave remote sensing of the atmosphere and environment III*. Bellingham. 2003, 4894: 373–380. doi: 10.1117/12.467772.
11. *Chang A.T.C., Foster J.L., Hall D.* Snow water equivalence determination by microwave radiometry. *Cold Regions Science and Technology*. 1982, 5: 259–267.

ПОДЗЕМНЫЕ ЛЬДЫ И НАЛЕДИ

УДК 551.328+551.345

doi: 10.15356/2076-6734-2018-2-199-212

Формирование геохимических аномалий при миграции углеводородов в криолитозоне Западной Сибири

© 2018 г. А.Н. Курчатова^{1,2*}, В.В. Рогов^{1,3,4}

¹Институт криосферы Земли Тюменского научного центра СО РАН, Тюмень, Россия; ²Тюменский индустриальный университет, Тюмень, Россия; ³Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; ⁴Тюменский государственный университет, Тюмень, Россия

*kanni@mail.ru

Formation of geochemical anomalies in hydrocarbon migration in the permafrost zone of Western Siberia

A.N. Kurchatova^{1,2*}, V.V. Rogov^{1,3,4}

¹Earth Cryosphere Institute, Tyumen Scientific Centre, Siberian Branch of RAS, Tyumen, Russia; ²Tyumen Industrial University, Tyumen, Russia; ³Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; ⁴Tyumen State University, Tyumen, Russia

*kanni@mail.ru

Received September 1, 2017

Accepted February 15, 2018

Keywords: *authigenic minerals, biomorphic structures, cryolithozone, hydrocarbon migration, hydrohalcolith.*

Summary

Climate warming can be caused by global changes due to emissions of the greenhouse gases, which are mainly carbon dioxide and methane. Although vertical migration of hydrocarbons (seepages) to the surface from oil and gas fields has been known for many years, this important environmental factor has not yet received due attention in the study of the Arctic and Subarctic regions. The major hydrocarbon-induced chemical and mineralogical changes within the permafrost stratum were investigated in the south of the Taz Peninsula in Western Siberia. The samples of frozen core from the deep (35 m) hole, which had been drilled from the top of hydrohalcolite, were examined to analyze the cryogenic texture of the frozen rock mass, to estimate the gas content in rock and ice, and to determine the authigenous mineral association using SEM and EDX spectroscopy analysis. It is shown that the migration of hydrocarbon gases through the permafrost stratum is caused by shear deformations with the formation of cryogenic crack-type textures on the sliding surfaces, which are characterized by the presence of gas-saturated ice crystallites and high jointing of quartz. It has been established that the migration of hydrocarbons, primarily methane, frozen in sedimentary strata causes significant changes of the pH/Eh parameters: local anaerobic conditions may be changed by micro-aerophilic ones through the formation of oxygen during crystallization of the water in the slide area; mainly neutral and weakly acidic conditions can locally be changed by the alkaline ones due to the cryogenic concentration of chlorides during freezing. It was found that the impulse character of hydrocarbon migration in permeation zones of frozen strata causes mosaic distribution of sulfate and iron reduction processes, which control the neogenesis (including as a result of microbiological processes) of various forms of iron compounds: sulfides – carbonates – oxides.

Citation: Kurchatova A.N., Rogov V.V. Formation of geochemical anomalies in hydrocarbon migration in the permafrost zone of Western Siberia. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2018. 58 (2): 199–212. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2018-2-199-212

Поступила 1 сентября 2017

Принята к печати 15 февраля 2018 г.

Ключевые слова: *аутигенные минералы, биоморфные структуры, гидролакколит, криолитозона, миграция углеводородов.*

Рассматриваются геохимические процессы при миграции углеводородных газов по данным изучения мёрзлых отложений на территории юга Тазовского полуострова. Миграция газов обусловлена деформациями сдвига с образованием криогенных текстур с присутствием газонасыщенных кристаллитов льда по поверхностям скольжения. Импульсный характер миграции обуславливает микро мозаичное распределение процессов сульфат- и железоредукции, которые ведут к образованию, в том числе и с участием микробиологических процессов, различных форм железа: сульфидов, карбонатов, оксидов.

Введение

Проблема эмиссии углекислого газа и метана из мёрзлых толщ — одна из самых острых и дискуссионных тем с конца прошлого столетия, когда было показано её влияние на повышение температуры атмосферы в высоких широтах. Большинство этих работ посвящено расчёту запасов органического углерода, захоронённого в синкриогенных породах [1]. Однако вопрос о том, насколько быстро в них происходят микробное разложение органики и эмиссия парниковых газов, недостаточно ясен [2]. В то же время непосредственная миграция глубинных углеводородных флюидов через мёрзлую толщу установлена геохимическими и геофизическими методами. Так, геохимические исследования содержания свободного газа (C_1 – C_6 , H_2 , CO_2 , N_2) в снегу и отложениях используются для поиска перспективных площадей залежей углеводородов в Западной Сибири. Тем не менее, этот важный природный фактор не получил должного внимания в исследованиях арктических и субарктических территорий. Многолетняя мерзлота всё ещё воспринимается как непроницаемый экран для газов [3, 4] с низкой активностью биохимических процессов [5]. Однако геохимическими исследованиями вне криолитозоны установлено, что длительная миграция углеводородов, макро- и микропросачивание газов приводят к формированию приповерхностных окислительно-восстановительных зон, благоприятных для жизнедеятельности бактерий [6]. Бактериальное окисление лёгких углеводородов может прямо или косвенно привести к значительным изменениям pH и Eh в осадочной толще, изменяя зоны образования и стабильности различных минералов, присутствующих в породе. В настоящей статье рассмотрены основные химические и минералогические изменения в мёрзлых породах, обусловленные миграцией углеводородных флюидов.

Характеристика района работ и методы исследований

Исследования эмиссии газов и её воздействия на мёрзлые породы проводились на территории Песцового месторождения, располо-

женного в северной части Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна, на юге Тазовского полуострова (рис. 1). Месторождение расположено в зоне сплошного развития мёрзлых пород, талые зоны установлены только под руслами рек и озёрами. Для основной части территории мощность мёрзлых пород составляет от 300 до 450 м, а в поймах рек — от 50 до 150 м. Для территории характерно широкое распространение бугров пучения с ледяным ядром [8]. Формирование бугров пучения связано с дислокациями осадочного чехла, к которым приурочены выходы на поверхность глинистых пород палеогена, что в значительной степени обусловлено инверсией плотности горных пород по разрезу [9], поскольку объёмная масса палеогеновых диатомитов ($0,8$ – $1,0$ г/см³) намного меньше перекрывающих их олигоцен-четвертичных песчано-глинистых отложений ($1,8$ – $2,0$ г/см³). В верхней части разреза диатомовые глины имеют высокую льдистость, которая превышает полную влагоёмкость пород, а также засоленность около $0,6\%$ (до $1,6\%$) главным образом за счёт сульфатов (до 90% от суммы анионов) [10, 11].

Авторами изучены образцы керна, полученного при бурении 35-метровой скважины с вершины одного из бугров пучения. Образцы мёрзлого грунта и льда отобраны в зимнее время и хранились при температуре -15 °С. Препараты для исследования подготовлены методом реплик, который позволяет изучать структурный рисунок породы: форму, размеры, поверхность частиц и агрегатов, а также количественное и качественное соотношение компонентов мёрзлой породы в естественном сложении [12]. Этот же метод использован для исследования в поровом пространстве пород и в текстурных льдах аутигенных минералов и метастабильных коллоидов. Для получения информации о строении включений льда (определение размеров кристаллов, ориентировки их оптических осей) пробоподготовка препаратов дополнена методом травления [13].

Определение состава аутигенных минералов в репликах велось в лаборатории криотрасологии Института криосферы Земли Тюменского научного центра СО РАН методами электронной микроскопии с использованием растрового электронного микроскопа TM3000 (Hitachi), оборудованного энергодисперсионным спект-

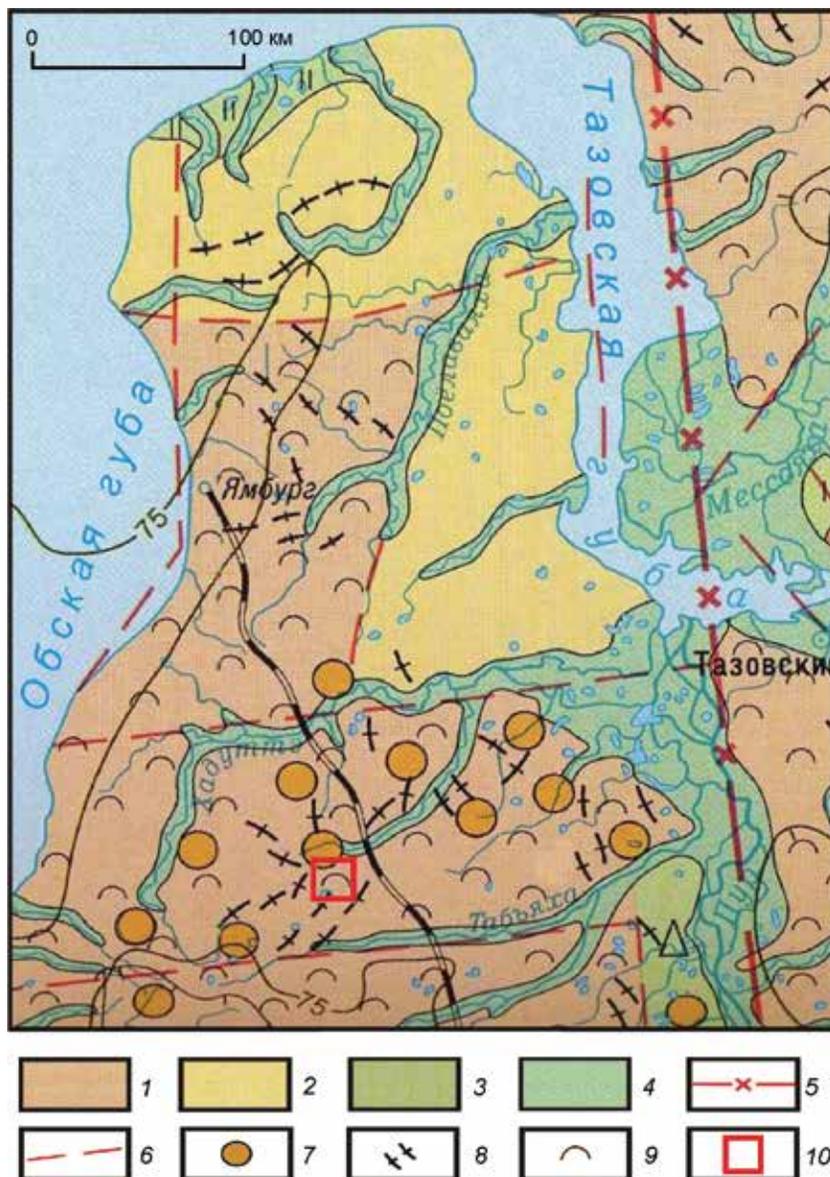


Рис. 1. Местоположение района исследований [7]:

1 – возвышенности и гряды, 80–100 м; 2 – равнины, 30–60 (80) м; 3 – низменности и равнины, 0–25 (30) м; 4 – речные долины; 5 – региональные разломы; 6 – линеаменты; 7 – выраженные в рельефе диапиры; 8 – параллельно-грядовый рельеф; 9 – бугры пучения; 10 – район исследований

Fig. 1. Location of the study area [7]:

1 – elevations and ridges, 80–100 m; 2 – plains, 30–60 (80) m; 3 – lowlands and plains, 0–25 (30) m; 4 – river valleys; 5 – regional faults; 6 – lineaments; 7 – diapirs expressed in relief; 8 – parallel-ridge relief; 9 – frost mounds; 10 – study area

ральным микроанализатором SwiftED3000 (Oxford). Гранулометрический состав отложений определялся на лазерном анализаторе Mastersizer 3000 (Malvern) с дисперсией в водной среде. Минералогический состав отложений, включая анализ фракций крупного алеврита и тонкого песка для определения коэффициента криогенной контрастности (ККК) [13], выполнен на рентгеноструктурном дифрактометре 2D PHASER (Bruker) по методу Ритвельда. Анализ газового состава образцов льда и грунта выполнен с помощью газового хроматографа ХГ-1г с пламенно-ионизационным детектором в лаборатории геохимии нефти и газа Тюменского индустриального университета М.Д. Заватским. Для

определения микроконцентраций углеводородных газов проведена калибровка детектора, предел определения – $1 \cdot 10^{-6}$ % об. [14].

Результаты исследований

Бурением вскрыты отложения, подстилающие ледяное ядро бугра пучения (лёд обнаружен на глубине 13–26,5 м от его вершины). Они представлены диатомовыми глинами преимущественно гидрослюдистого состава, иногда с присутствием, вероятно, аутигенного монтмориллонита, с включениями прослоев более песчаного материала. Минеральные зёрна доста-

точно чётко подразделяются на остроугольные обломки кварца и выветрелые силикаты; акцессорные минералы представлены ильменитом и рутилом, редко – цирконом. Характерные особенности отложений – отсутствие коллоидно-глинистой плёнки на поверхности минеральных зёрен и диатомовых глин, а также наличие разрушенных на месте обломков.

В криогенном строении диатомовых глин выделены две системы шпиров льда (рис. 2). Шпиры первого порядка толщиной до первых сантиметров залегают субгоризонтально; шпиры второго порядка (до 250 мкм) образуют в уплотнённых глинах наклонные параллельные слои. Шпиры сложены плоскогранными изометричными кристаллами льда. Ориентировка их главных оптических осей – перекрёстная, что характерно для сегрегационного льда [13]. В отдельных слоях льда присутствуют как изометричные, так и вытянутые вдоль шпиря кристаллы, а также фрагменты глин. Шпиры имеют смещения по вертикали и пилообразные изгибы, в узлах которых отмечено двойникование кристаллов.

Остаточная концентрация метана в образцах диатомовых глин составила 7,6 и 2,2 % об. соответственно в грунте и во льду. В составе газа также обнаружены гомологи метана, водород и углекислый газ (рис. 3, а, б). Газообразные гомологи метана C_2-C_4 служат ведущими показателями вертикальной миграции углеводородов при поисках перспективных площадей залежей нефти и газа, поскольку их происхождение связано с нефтегенерацией и они практически не образуются бактериями. Именно поэтому при геохимической съёмке этан, пропан и бутан относятся к ведущим показателям наличия глубинного источника их образования [15]. Зоны повышенной концентрации углекислого газа и избыточного содержания водорода относятся к косвенным признакам нефтегазоносности, поскольку это – продукты вторичного преобразования углеводородов под влиянием микробиологических, окислительных и других процессов [16]. В образцах мёрзлого грунта и льда установлено значительное количество газовых пузырьков, которые формируют протяжённые цепочки вдоль деформационных трещин. В шпирях льда диатомовых глин вместе с газовыми пузырьками обнаружены полые криогранные сферические и вытянутые образова-

ния (рис. 3, в-е); гексагональные грани и фигуры травления на них указывают на кристаллическую структуру льда. Такие аномальные формы кристаллов льда с газовыми включениями (газо-содержащие кристаллиты) могут расти совместно с плоскогранными кристаллами в условиях переохлаждённой и вязкой среды в присутствии солей и свободного газа [17].

В основании бугра под ледяным ядром на глубине 30–35 м в образцах глин обнаружены различные генерации сульфидов: аморфные фрамбоиды гидротроилита, сростки марказита, кристаллы пирита (рис. 4, а–г). В отдельных препаратах установлены новообразованные карбонаты (сидерит) и магнетит (см. рис. 4, д, е, соответственно), образующих геохимические аномалии над залежами нефти и газа.

Обсуждение результатов

Анализ результатов площадных геохимических работ в Западной Сибири показывает широкое распространение вертикальной струйной миграции, в том числе через породы, традиционно считающиеся непроницаемыми [14]. Перепад давления от залежи вверх по разрезу приводит к возможности формирования процессов фильтрации (микрофильтрации) по системе открытых пор и трещин, образующихся на сводах растущих поднятий [18]. В криолитозоне с учётом реологических свойств мёрзлых пород она может обеспечиваться за счёт трещинной проницаемости. При длительных нагрузках деформации сдвига развиваются в газонасыщенных горизонтах с образованием системы параллельных наклонных шпиров по плоскостям скольжения. На этих участках встречаются многочисленные криогенно-разрушенные минеральные зёрна кварца и хрупкие структуры полевых шпатов (рис. 5) [13, 19]. Значения ККК, равные 0,94, 1,16, 1,29, 0,96 на глубине 31, 32, 33 и 34 м соответственно, подтверждают криогенный механизм разрушения отложений, который, вероятно, обусловлен многократными фазовыми переходами в результате локализации поровой воды в зоне сдвига. Ниже, на глубине 35,5 м, ККК = 0,70, что отражает условия гумидного литогенеза без существенного влияния фазовых переходов вода – лёд [20].

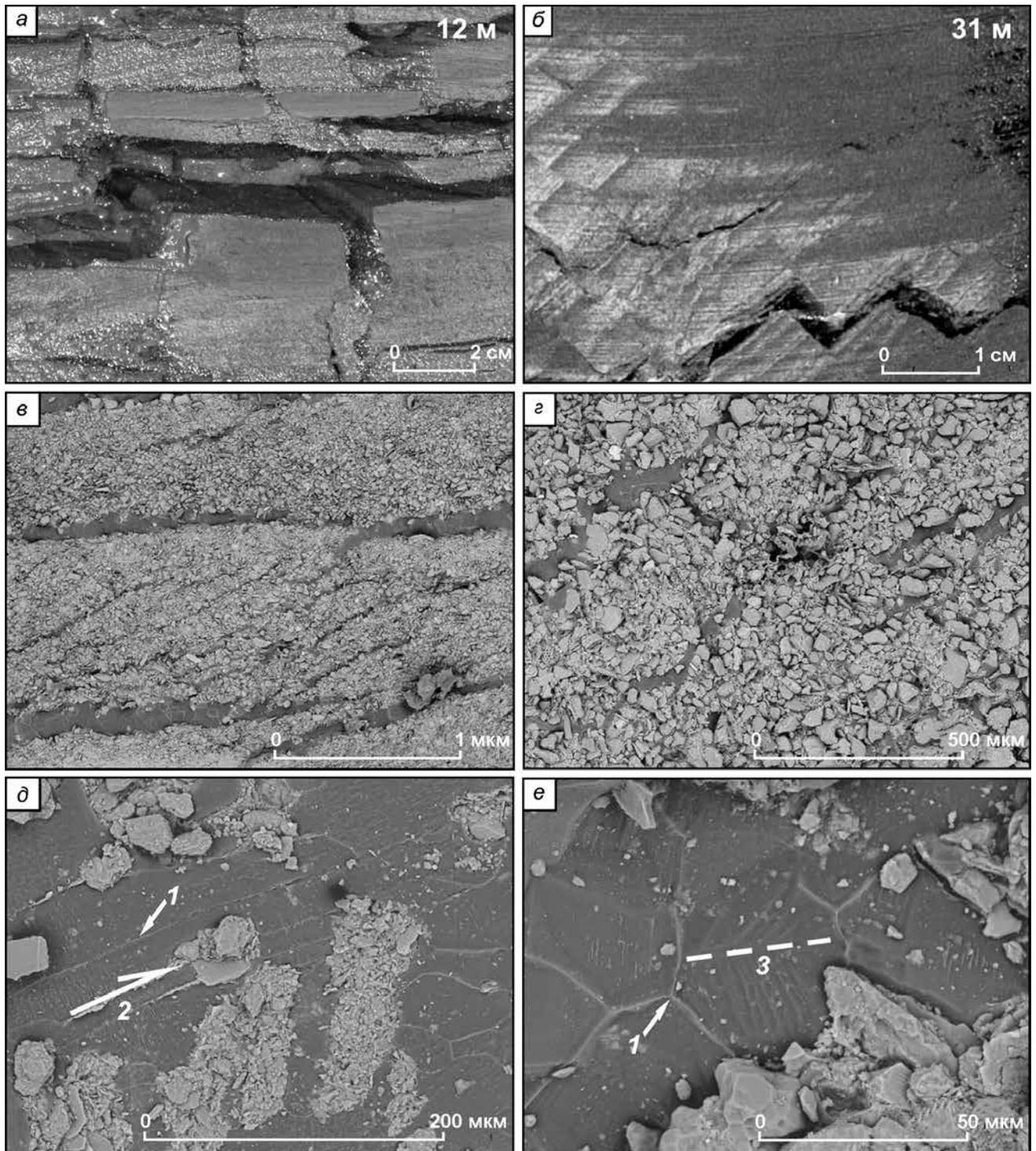


Рис. 2. Криогенное строение отложений:

а – сетчатая криотекстура отложений над ледяным ядром; *б* – трещинная криотекстура отложений, подстилающих ледяное ядро; *в* – горизонтальная и наклонная системы шлиров льда; *г* – изгибы и смещения шлиров льда; *д* – деформации сдвига в шлере льда; *е* – двойникование кристалла на изгибе шлира льда; *1* – границы кристаллов льда; *2* – направление сдвига; *3* – ось двойникования кристалла

Fig. 2. Cryogenic structures of sediments:

a – reticulated cryostructure above ice core; *b* – cracked cryostructure beneath ice core; *в* – horizontal and inclined ice layers; *г* – zigzag curves and displacement of ice layers; *д* – shift deformation in ice layer; *е* – the twinning of ice crystal at the displacement site; *1* – boundaries of ice crystal; *2* – direction of shift deformation in ice layer; *3* – axis of crystal twinning

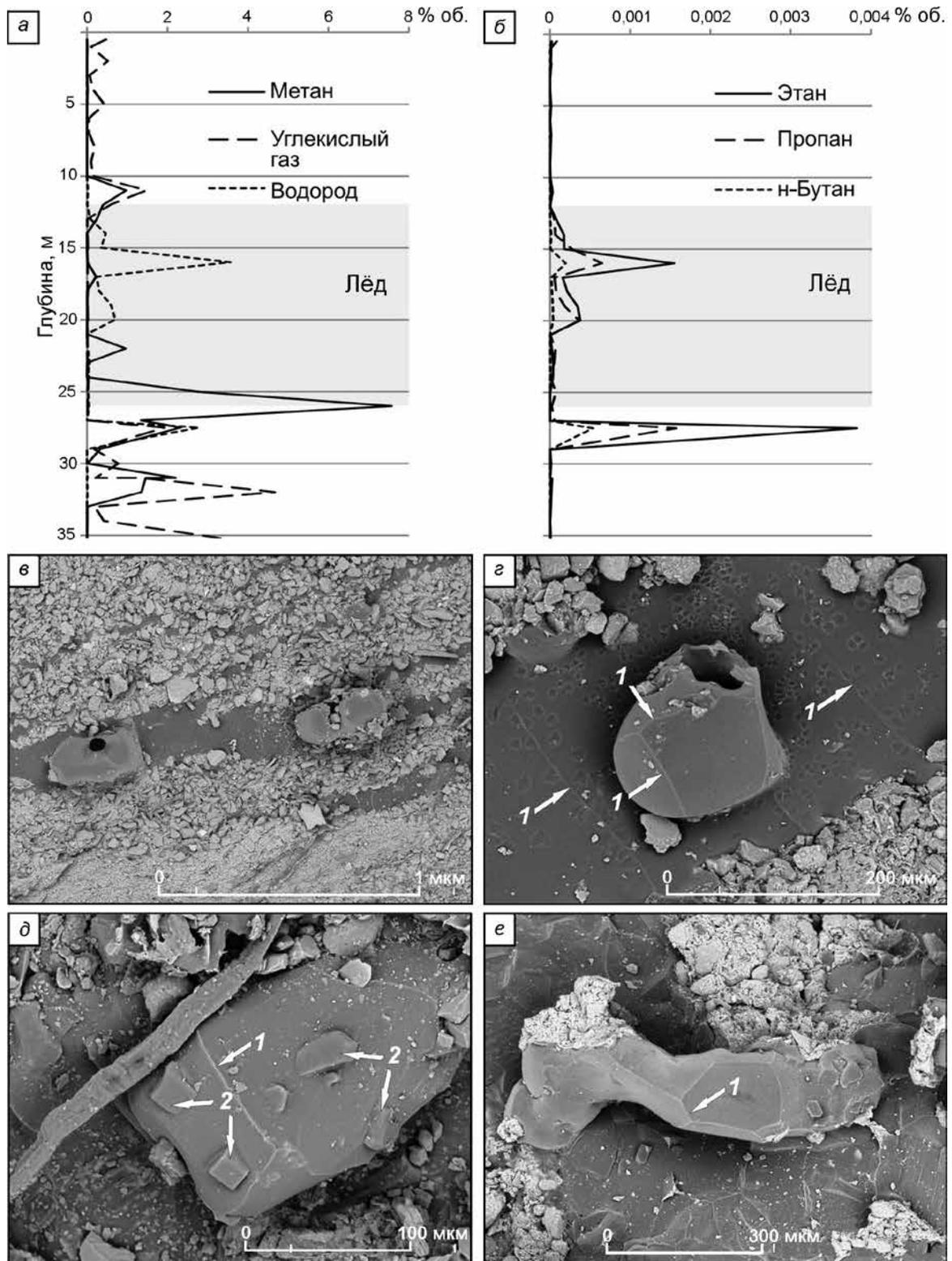


Рис. 3. Состав и включения газа в отложениях и ледяном ядре бугра пучения:

a, б – состав газа по разрезу бугра пучения; *в* – сферические кристаллиты в шлере льда; *г* – разрушенный кристаллит; *д* – футляровидная форма кристаллита; *е* – вытянутая форма кристаллита; *1* – границы кристаллов льда; *2* – фигуры травления

Fig. 3. Gas composition and gas inclusions in sediments and ice core:

a, б – gas composition; *в* – spherical ice crystallites; *г* – broken ice crystallite; *д* – case-like form; *е* – elongated ice crystallite; *1* – boundaries of ice crystal; *2* – etching figures

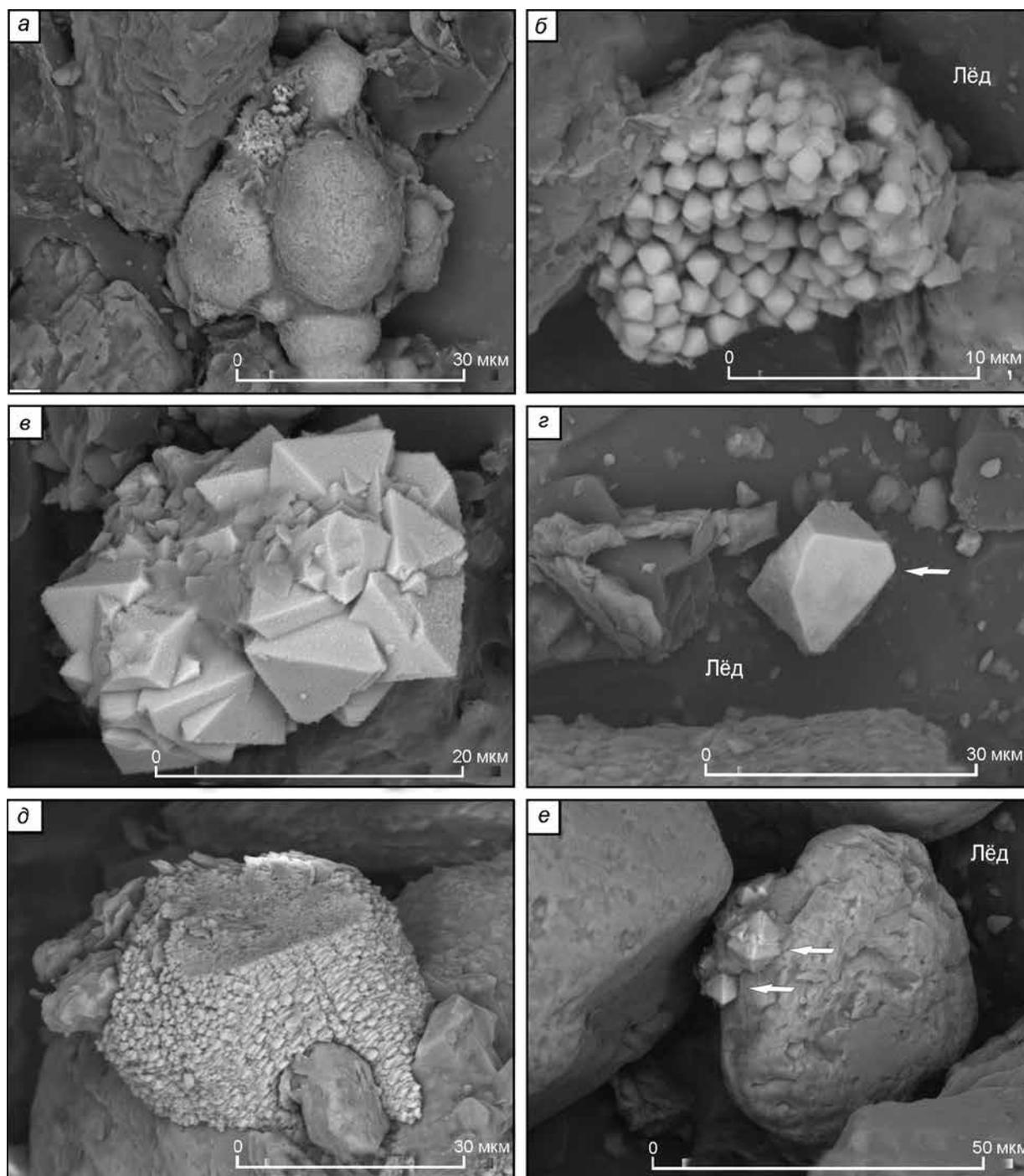


Рис. 4. Аутигенные минералы:

a – коллоидный агрегат сульфида железа; *б* – фрамбоид кристаллов пирита; *в* – сросток марказита, *г* – пирит; *д* – коллоидный агрегат сидерита; *е* – магнетит

Fig. 4. Authigenic minerals:

a – colloidal aggregates of iron sulfide; *б* – sulfide framboid; *в* – marcasite cluster, *г* – pyrite crystal; *д* – colloidal aggregate of siderite; *е* – magnetite

Для мёрзлых толщ характерна ярко выраженная восстановительная среда с преобладанием водородных ионов и высоким содержанием закис-

ного железа [13, 21]; в определённых фациальных условиях (например, аласные отложения) её отличает комплекс аутигенных сульфидов железа.

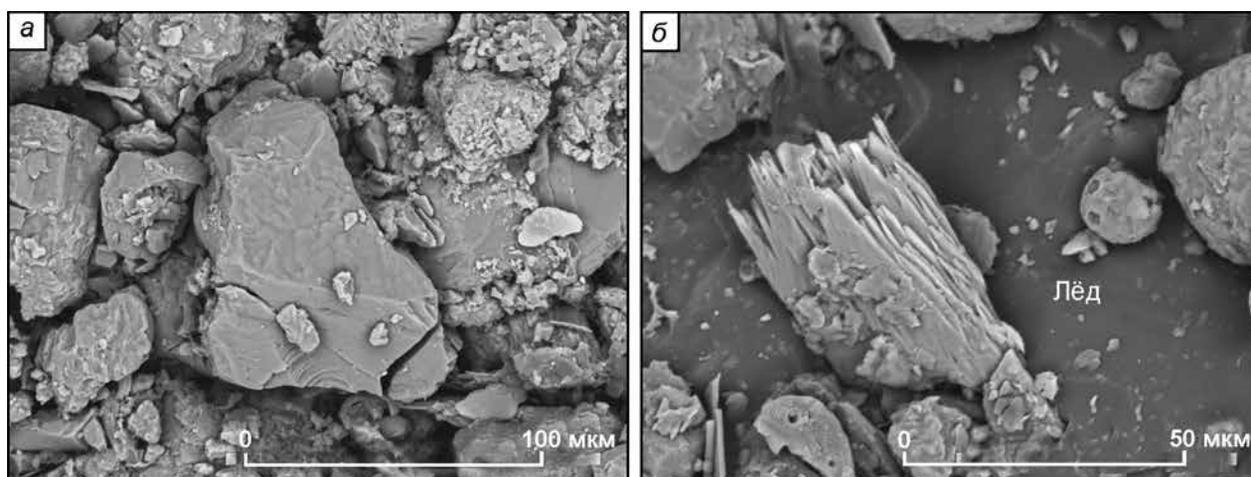


Рис. 5. Криогенно разрушенные минеральные зерна:
 а – кварц; б – полевого шпат

Fig. 5. Cryogenic weathering of mineral grains:
 а – quartz; б – feldspar

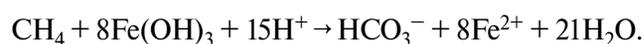
Однако минеральный ряд новообразований сульфидов в диатомовых глинах в основании бугра пучения – гидротроилит, марказит, пирит – более соответствует ассоциациям аутигенных минералов пород коллекторов и гидратонасыщенных морских осадков [22], чем синкриогенным озёрным отложениям, которые представлены сажистыми стяжениями мельниковита ($\text{FeS} \cdot \text{Fe}_2\text{S} \cdot (\text{Fe}_3\text{S}_4)$), смайтита (Fe_3S_4) и макинавита (Fe_9S_8) [21, 23].

Аморфные фрамбоиды гидротроилита с высоким содержанием железа, установленные в образцах с глубины 29–34 м (рис. 6, а, б), морфологически подобны биоструктурам, обнаруженным в природных анаэробных метановых обстановках независимо от температуры среды, глубины, давления, а также концентрации метана [24–26]. Так, в гидратонасыщенных осадках метановых сипов флуоресцентным методом обнаружены бактериальные конгломераты некультивируемых архей, близких к *Methanosarcinales* и *Methanobacteriales*, и сульфатредукторов, вероятно, относящихся к *Desulfosarcina/Desulfococcus*. Предполагается, что метаногенные археи окисляют метан и образуют водород через реакцию, обратную восстановлению CO_2 ; в свою очередь, сульфатредуцирующие микроорганизмы активно потребляют водород и контролируют его низкую концентрацию [27, 28]:



В обеднённых сульфатами анаэробных экосистемах пресноводных и солоноватых осадков

окисление метана может происходить за счёт микробной железоредукции, поскольку окисленные твёрдые фазы, такие как оксиды железа, также представляют собой термодинамически выгодные акцепторы электронов ($\text{Fe}-\text{AOM}$) [29]:



В результате микробной железоредукции образуются аутигенные минералы, в частности, магнетит и сидерит [30, 31]. Так, в изученных образцах керна бугра пучения в поровом пространстве глин наиболее часто встречаются сульфиды железа, а в опесчаненных прослоях обнаружены преимущественно гранулированные агрегаты сидерита, расположенные на поверхности минеральных зёрен или цементирующие их. Помимо аутигенного сидерита, в препарате образца с глубины 29 м обнаружены скопления глобул Fe -карбоната (см. рис. 6, в, г). Подобные железосодержащие наноструктуры могли быть образованы бактериями *Acidiphilium sp.* в слабокислой ($\text{pH} = 5 \div 7$) восстановительной ($\text{Eh} < 0$) среде [32].

Другой тип железосодержащих структур морфологически подобен изогнутым спиральям, характерным для железобактерий *Gallionella* (см. рис. 6, д, е), обитающих в аэральных и микроаэрофильных условиях в среде, близкой к нейтральной [33]. Локальное появление кислорода в анаэробной обстановке мёрзлых толщ, необходимое для образования таких структур, возможно

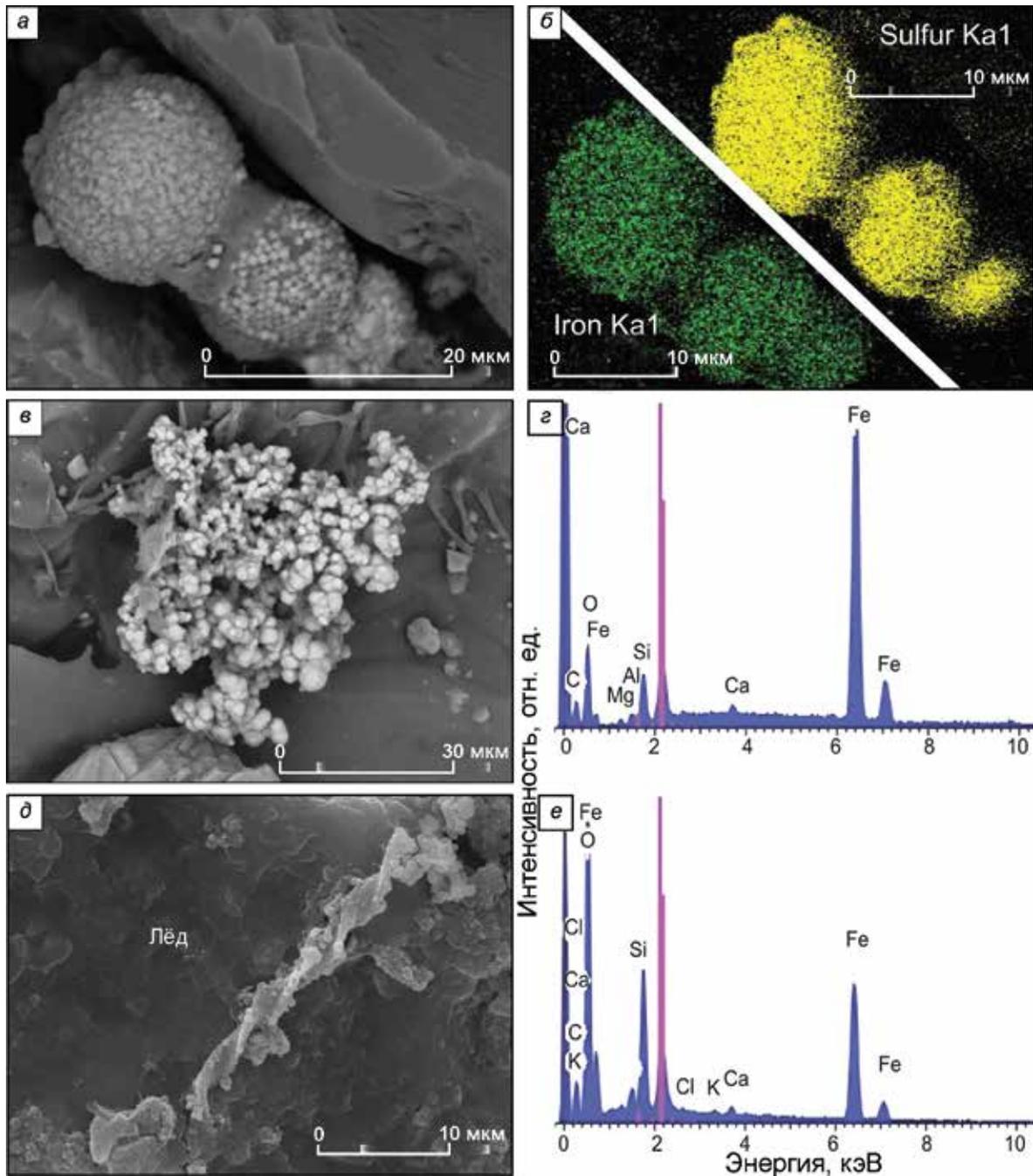


Рис. 6. Биоморфные структуры:

a – коллоидный агрегат сульфида железа; *б* – спектральный микроанализ: карты распределения железа и серы; *в* – наноглобулы сидерита; *г* – спектральный микроанализ наноглобул сидерита; *д* – железосодержащая структура с элементами двойной спирали, подобной фибриллам бактерий *Galionella*; *е* – её спектральный микроанализ

Fig. 6. Biomorphic structures:

a – colloidal aggregates of iron sulfide; *б* – spectral microanalysis: element maps of iron and sulfur; *в* – siderite nanoglobular crystals; *г* – spectral microanalysis of siderite nanoglobules; *д* – iron-containing form and spectral microanalysis; *е* – iron-containing form with the *Galionella*-like twisted stalks

при кристаллизации переохлаждённой поровой воды в зоне скольжения. Косвенно об активной железоредукции свидетельствует также отсут-

ствии коллоидных железоглинистых плёнок на поверхности минеральных зёрен и диатомовых образований, последние благодаря этому легко

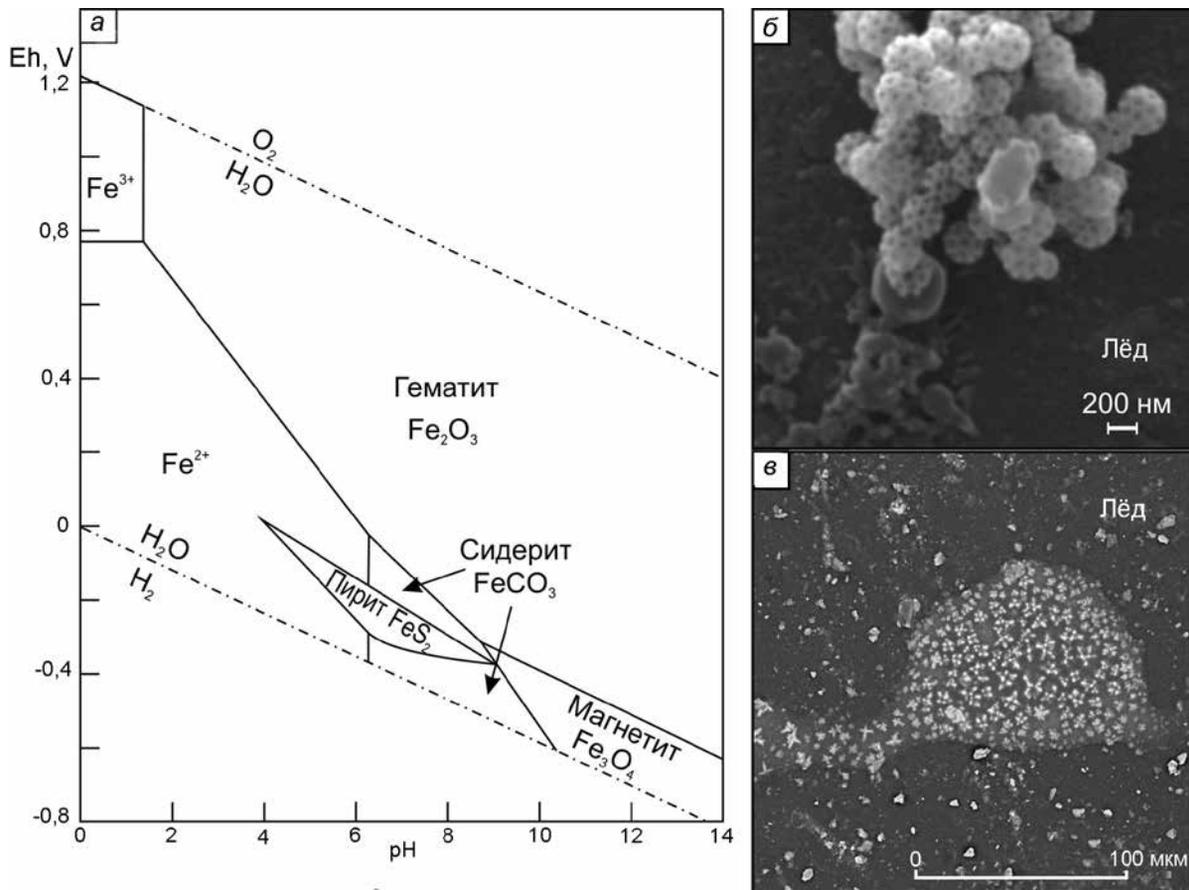


Рис. 7. Геохимические обстановки устойчивости минералов в растворах:

a – совмещенная Eh–pH диаграмма равновесного соотношения оксидов, сульфидов и карбоната железа в воде при 25 °C и 1 атм. ($\Sigma\text{CO}_2 = 10^\circ$ и $\Sigma\text{S} = 10^{-6}$) [33]; *б* – наноглобулы серы в образце, $h = 29$ м (pH < 7); *в* – линзы хлоридов во льду, тот же образец (pH > 7)

Fig. 7. Environmental geochemistry of the mineral stability in solutions:

a – composite Eh–pH diagram showing the stability relations for the iron oxides, carbonates, and sulfides in water at 25 °C and 1 atm. ($\Sigma\text{CO}_2 = 10^\circ$ and $\Sigma\text{S} = 10^{-6}$) [33]; *б* – sulfur nanoglobules in sample, depth 29 m (pH < 7); *в* – lenses of chlorides in the ice, the same sample (pH > 7)

определяются при микроскопических исследованиях даже без специальной пробоподготовки.

Отметим особенность микро мозаичного распределения участков с различными pH–Eh-условиями, которое контролирует новообразование железа в форме сидерита, сульфидов или оксида, наблюдаемое в микропрослоях песка и глины. Пример подобной природной системы, в которой одновременно могут участвовать растворённый карбонат и сера, – осадочные железные руды [34]. Для таких систем Гаррелс и Крайст [35] приводят совмещённую Eh–pH диаграмму (рис. 7, *a*), анализ которой показывает, что сидерит имеет значительное поле устойчивости только в условиях высокой активности растворённого карбоната (что характерно для

переохлаждённых поровых вод) и чрезвычайно низкой активности восстановленной серы для равновесных отношений при $\Sigma\text{CO}_2 = 10^\circ$ и $\Sigma\text{S} = 10^{-6}$. При этом авторы [35] подчёркивают, что при низкой температуре сульфат-ион будет восстанавливаться чрезвычайно медленно, если только в этом процессе не участвуют живые организмы. Обнаружение в образце с глубины 34 м наноглобул серы (см. рис. 7, *б*) показывает возможность участия бактерий семейства *Ectothiorhodospiraceae*, способных к образованию глобул элементарной серы вне их клеток [36], в аутигенном минералообразовании в зонах флюидной проницаемости мёрзлых толщ.

Восстановительная обстановка, обусловленная миграцией углеводородов, прежде всего ме-

тана, при условии достаточного количества трёхвалентного железа (чтобы поддерживать низкие концентрации HS^-) способствует образованию и других минералов – магнитных оксидов: маггемита ($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$) и магнетита (Fe_3O_4). Подобные процессы приводят к формированию магнитных поверхностных аномалий над нефтяными и газовыми месторождениями [6]. Для кристаллизации магнетита в абиогенной среде требуются высокие температура и давление, в то же время преобразование слабо окристаллизованного оксида железа в магнетит в анаэробных условиях и щелочной среде доказано для бактерий рода *Geobacter* [37, 38]. Возникновение таких локальных участков с высокой щёлочностью в изученном разрезе возможно в результате криогенной концентрации хлоридов при промерзании опреснённых морских отложений (см. рис. 7, в).

Заключение

1. Вертикальная миграция углеводородных газов через мёрзлую толщу обусловлена деформациями сдвига в зонах проницаемости с образованием криогенных текстур трещинного типа по

поверхностям скольжения, которые характеризуются присутствием газонасыщенных кристаллитов льда и высокой трещиноватостью кварца.

2. Длительная миграция углеводородов, прежде всего метана, в осадочных мёрзлых толщах вызывает значительные изменения рН/Eh параметров: преимущественно строго анаэробные условия могут локально меняться на микроаэрофильные в результате выделения кислорода при кристаллизации воды в зоне скольжения; преимущественно нейтральные – слабокислые – условия могут локально меняться на щелочные в результате криогенной концентрации хлоридов при промерзании морских отложений.

3. Импульсный характер миграции углеводородов в зонах проницаемости мёрзлых толщ обуславливает зональность процессов сульфат- и железоредукции, что определяет микро мозаичное распределение новообразований различных форм железа: сульфидов, карбонатов, оксидов, в том числе биогенного происхождения.

Благодарности. Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФ № 18-05-00376.

Acknowledgments. This study was supported by Russian Science Foundation, Grant No 18-05-00376.

Литература

1. Bischoff J., Mangelsdorf K., Gattinger A., Schlöter M., Kurchatova A.N., Herzsuh U., Wagner D. Response of methanogenic archaea to Late Pleistocene and Holocene climate changes in the Siberian Arctic // *Global Biogeochemical Cycles*. 2013. V. 27. № 2. P. 305–317.
2. Schuur E.A.G., McGuire A.D., Schaedel C., Grosse G., Harden J.W., Hayes D.J., Hugelius G., Koven C.D., Kuhry P., Lawrence D.M., Natali S.M., Olefeldt D., Romanovsky V.E., Schaefer K., Turetsky M.R., Treat C.C., Vonk J.E. Climate change and the permafrost carbon feedback // *Nature*. 2015. V. 520. № 7546. P. 171–179.
3. Hubberten H.W., Romanovskii N.N. The main features of permafrost in the Laptev Sea region, Russia – a review // 8-th Intern. Conf. on Permafrost. Switzerland: Zürich, 2003. P. 431–436.
4. Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Облогов Г.Е., Ванштейн Б.Г., Федин В.А., Задорожная Н.А. Метан в мёрзлых четвертичных отложениях и подземных льдах Западного Ямала // *Материалы Пятой конф. геокриологов России. Ч. 10. Газ и газогидраты*

References

1. Bischoff J., Mangelsdorf K., Gattinger A., Schlöter M., Kurchatova A.N., Herzsuh U., Wagner D. Response of methanogenic archaea to Late Pleistocene and Holocene climate changes in the Siberian Arctic. *Global Biogeochemical Cycles*. 2013, 27 (2): 305–317.
2. Schuur E.A.G., McGuire A.D., Schaedel C., Grosse G., Harden J.W., Hayes D.J., Hugelius G., Koven C.D., Kuhry P., Lawrence D.M., Natali S.M., Olefeldt D., Romanovsky V.E., Schaefer K., Turetsky M.R., Treat C.C., Vonk J.E. Climate change and the permafrost carbon feedback. *Nature*. 2015, 520 (7546): 171–179.
3. Hubberten H.W., Romanovskii N.N. The main features of permafrost in the Laptev Sea region, Russia – a review. 8-th Intern. Conf. on Permafrost. Switzerland: Zürich, 2003: 431–436.
4. Strelitskaya I.D., Vasiliev A.A., Oblogov G.E., Vanshteyn B.G., Fedin V.A., Zadorozhnaya N.A. Methan in the frozen Quaternary sediments and ground ice of the Western Yamal. *Materialy Pyatoy konferentsii geokriologov Rossii. Chast' 10. Gaz i gazogidraty v kriolitozone*. Abstracts of the Fifth Conf. of Russian Geocryologists. Part 10. Gas and gas hydrates in cryolithozone.

- драты в криолитозоне. М.: МГУ имени М.В. Ломоносова, 2016. С. 162–168.
5. Yergeau E., Hogues H., Whyte L.G., Greer C.W. The functional potential of high Arctic permafrost revealed by metagenomic sequencing, qPCR and microarray analyses // ISME Journ. 2010. № 4. P. 1206–1214.
 6. Schumacher D. Hydrocarbon-induced alteration of soils and sediments // AAPG MEMOIRS. 1996. V. 66. P. 71–89.
 7. Новейшая тектоника равнинной территории (с элементами структурной геоморфологии) // Атлас Ямало-Ненецкого автономного округа. Омск: ФГУП «Омская картографическая фабрика», 2004. С. 60–61.
 8. Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Васильчук А.К., Йошикава К., Подборный Е.Е., Чижова Ю.Н. Изотопный состав ледяного ядра позднплейстоценового булгуньяха на месторождении Песцовое в долине реки Евоя на юге Тазовского полуострова // Криосфера Земли. 2014. Т. XVIII. № 4. С. 47–58.
 9. Кузин И.Л. Геоморфология Западно-Сибирской равнины. СПб.: изд. Гос. полярной академии, 2005. 176 с.
 10. Дубиков Г.И. Состав и криогенное строение мерзлых толщ Западной Сибири. М.: Геос, 2002. 246 с.
 11. Крицук Л.Н. Подземные льды криолитозоны Западной Сибири. М.: Научный мир, 2010. 350 с.
 12. Rogov V.V., Kurchatova A.N. Патент RU 2528256 // Бюл. № 25 (10.09.2014). Способ изготовления реплик для исследования микростроения мерзлых пород в растровом электронном микроскопе.
 13. Rogov V.V. Основы криогенеза. Новосибирск: ГЕО, 2009. 202 с.
 14. Заватский М.Д. Изучение полей концентраций углеводородных газов в поверхностных природных сорбентах в связи с поисками и разведкой залежей нефти и газа в Западной Сибири: Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. геол.-минер. наук. Тюмень: Тюменский гос. нефтегазовый ун-т, 2009. 23 с.
 15. Коржов Ю.В., Исаев В.И., Жильцова А.А. Проблемы нефтепоисковой геохимии и обобщающая схема миграции углеводородных флюидов // Изв. Томского политех. ун-та. 2011. Т. 318. № 1. С. 116–122.
 16. Мильков А.В. Роль метанообразующей деградации углеводородов в формировании гигантских сеноманских залежей сухого газа на севере Западной Сибири // Геология нефти и газа. 2010. № 4. С. 55–62.
 17. Kurchatova A.N., Mel'nikov V.P., Rogov V.V. Gas-bearing ice crystallites in clayey deposits // Doklady Earth Sciences. 2014. V. 459. № 2. P. 1510–1513. Moscow: Lomonosov Moscow State University, 2016: 162–168. [In Russian].
 5. Yergeau E, Hogues H., Whyte L.G, Greer C.W. The functional potential of high Arctic permafrost revealed by metagenomic sequencing, qPCR and microarray analyses. ISME Journ. 2010, 4: 1206–1214.
 6. Schumacher D. Hydrocarbon-induced alteration of soils and sediments. AAPG MEMOIRS. 1996, 66: 71–89.
 7. Noveyshaya tektonika ravninnoy territorii (s elementami strukturnoy geomorfologii). The newest tectonics of flat territory (with elements of structural geomorphology). Atlas of the Yamal-Nenets Autonomous District. Omsk: «Omskaya kartograficheskaya fabrika», 2004: 60–61. [In Russian].
 8. Vasil'chuk Yu.K., Budantseva N.A., Vasil'chuk A.K., Yoshi-kava I., Podborny E.E., Chizhova Yu.N. Isotopic composition of the ice core of the Late Pleistocene hydrolackolith at the Pestsovoye deposit in the Evoya River valley in the south of the Taz Peninsula. *Kryosfera Zemli*. Cryosphere of the Earth. 2014, XVIII (4): 47–58. [In Russian].
 9. Kuzin I.L. *Geomorfologiya Zapadno-Sibirskoy ravniny*. Geomorphology of the West Siberian Plain. St. Petersburg: Polar. Academy, 2005. 176 p. [In Russian].
 10. Dubikov G.I. *Sostav i kriogennoye stroeniye merzlykh tolshch Zapadnoy Sibiri*. Composition and cryogenic structure of the frozen strata of Western Siberia. Moscow: GEOS, 2002: 246 p. [In Russian].
 11. Kritsuk L.N. *Podzemnyye l'dy kriolitozony Zapadnoy Sibiri*. Underground ice in the cryolithozone of Western Siberia. Moscow: Scientific World, 2010: 350 p. [In Russian].
 12. Rogov V.V., Kurchatova A.N. Patent RU 2528256. Bul. № 25 (10.09.2014). The method of making replicas for studying the microstructure of frozen rocks in a scanning electron microscope [In Russian].
 13. Rogov V.V. *Osnovy kriogeneza*. Fundamentals of cryogenesis. Novosibirsk: GEO, 2009: 202 p. [In Russian].
 14. Zavatskiy M.D. Study of the fields of hydrocarbon gas concentrations in surface natural sorbents in connection with prospecting and exploration of oil and gas deposits in Western Siberia. PhD Thesis. Tyumen: TSOGU, 2009. 23 p. [In Russian].
 15. Korzhov Yu.V., Isaev V.I., Zhiltsova A.A. Problems of oil prospecting geochemistry and a general scheme of hydrocarbon fluids migration. *Izvestiya Tomskogo politehnicheskogo unstitutu*. Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. 2011, 318 (1): 116–122. [In Russian].
 16. Mil'kov A.V. The role of methane-forming hydrocarbon degradation in the formation of giant Cenomanian deposits of dry gas in the north of Western Siberia. *Geologiya nefiti i gaza*. Geology of Oil and Gas. 2010, 4: 55–62. [In Russian].
 17. Kurchatova A.N., Mel'nikov V.P., Rogov V.V. Gas-bearing ice crystallites in clayey deposits. *Doklady Earth Sciences*. Proc. of the Academy of Sciences. 2014, 459 (2): 1510–1513. [In Russian].

18. *Timurziev A.G.* Современное состояние гипотезы осадочно-миграционного происхождения нефти (вопросы миграции УВ) // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2009. № 12. С. 30–38.
19. *Gibson E.K., Wentworth S.J., McKay D.S.* Chemical weathering and diagenesis of a cold desert soil from Wright Valley, Antarctica: an analog of Martian weathering processes // Journ. of Geophys. Research. 1983. V. 88. A912–A928.
20. *Конищев В.Н., Рогов В.В.* Методы криолитологических исследований. М.: Изд-во МГУ, 1994. 131 с.
21. *Зигерт Х.Г.* Минералообразование в области вечной мерзлоты // Строение и тепловой режим мерзлых пород. Новосибирск: Наука, 1981. С. 14–21.
22. *Курчатова А.Н., Слагода Е.А., Обжиров А.И., Шакиров Р.Б., Рогов В.В.* Микростроение диатомовых илов гидратонасыщенных отложений Охотского моря // Арктика, Субарктика: мозаичность, контрастность, вариативность криосферы. Тр. междунар. конф. Тюмень: Эпоха, 2015. С. 190–194.
23. *Курчатова А.Н., Рогов В.В.* Аутигенные карбонаты в отложениях ледового комплекса Приморских равнин Восточной Арктики // Криосфера Земли. 2013. Т. XVII. № 3. С. 60–69.
24. *Hoehler T.M., Alperin M.J., Albert D.B., Martens C.S.* Field and laboratory studies of methane oxidation in an anoxic marine sediment: Evidence for a methanogen-sulfate reducer consortium // Global Biogeochem. Cycles. 1994. № 8. P. 451–463.
25. *Hinrichs K.-U., Hayes J.M., Sylva S.P., Brewer P.G., DeLong R.F.* Methane-consuming archaeobacteria in marine sediments // Nature. 1999. V. 398. P. 802–805.
26. *Reed D.W., Fujita Y., Delwiche M.E., Blackwelder D.B., Sheridan P.P., Uchida T., Colwell I.F.S.* Microbial communities from methane hydrate-bearing deep marine sediments in a Forearc Basin // Applied Environment Microbiology. 2002. V. 68. № 8. P. 3759–3770.
27. *Boetius A., Ravenschlag K., Schubert C.J., Rickert D., Widdel F., Gieseke A., Amann R., Jørgensen B.B., Witte U., Pfannkuche O.* A marine microbial consortium apparently mediating anaerobic oxidation of methane // Nature. 2000. V. 407. P. 623–626.
28. *Knittel K., Lösekann T., Boetius A., Kort R., Amann R.* Diversity and distribution of methanotrophic archaea at cold seeps // Applied Environment Microbiology. 2005. V. 71. № 1. P. 467–479.
29. *Sivan O., Adler M., Pearson A., Gelman F., Bar-Or I., John S.G., Eckert W.* Geochemical evidence for iron-mediated anaerobic oxidation of methane // Limnology. Oceanography. 2011. V. 56 № 4. P. 1536–1544.
18. *Timurziev A.G.* The current state of the hypothesis of the sedimentary-migratory origin of oil (issues of hydrocarbon migration). *Geologya, geofizika i razrabotka neftyanykh i gazovykh mestorozhdeniy.* Geology, geophysics and the development of oil and gas fields. 2009, 12: 30–38. [In Russian].
19. *Gibson E.K., Wentworth S.J., McKay D.S.* Chemical weathering and diagenesis of a cold desert soil from Wright Valley, Antarctica: an analog of Martian weathering processes. Journ. of Geophys. Research. 1983, 88: A912–A928.
20. *Konishchev V.N., Rogov V.V. Metody kriolitologicheskikh issledovaniy.* Methods of cryolithologic study. Moscow: Moscow State University, 1994: 131 p. [In Russian].
21. *Zigert H.G.* Mineralization in the Permafrost Region. *Stroenie i teplovoy reghim merzlych porod.* Structure and Thermal Regime of Permafrost. Novosibirsk: Nauka, 1981: 14–21. [In Russian].
22. *Kurchatova A.N., Slagoda E.A., Obzhirov A.I., Shakirov R.B., Rogov V.V.* Microstructure of diatomaceous mud of hydrate-saturated deposits of the Okhotsk Sea. *Arktika, Subarktika: mozaichnost', kontrastnost', variativnost' kriosfery. Trudy mezhdunar. konferentsii. Arctic, Subarctic: mosaic, contrast, cryosphere variability.* Abstarcts of the Intern. Conf. Tyumen: Epokha, 2015: 190–194. [In Russian].
23. *Kurchatova A.N., Rogov V.V.* Authigenic carbonates in sediments of the Ice Complex of the Coastal Plains in the Eastern Arctic. *Kriosfera Zemli.* Cryosphere of the Earth. 2013, XVII (3): 60–69. [In Russian].
24. *Hoehler T.M., Alperin M.J., Albert D.B., Martens C.S.* Field and laboratory studies of methane oxidation in an anoxic marine sediment: Evidence for a methanogen-sulfate reducer consortium. *Global Biogeochem. Cycles.* 1994, 8: 451–463.
25. *Hinrichs K.-U., Hayes J.M., Sylva S.P., Brewer P.G., DeLong R.F.* Methane-consuming archaeobacteria in marine sediments. *Nature.* 1999, 398: 802–805.
26. *Reed D.W., Fujita Y., Delwiche M.E., Blackwelder D.B., Sheridan P.P., Uchida T., Colwell I.F.S.* Microbial communities from methane hydrate-bearing deep marine sediments in a Forearc Basin. *Applied Environment Microbiology.* 2002, 68 (8): 3759–3770.
27. *Boetius A., Ravenschlag K., Schubert C.J., Rickert D., Widdel F., Gieseke A., Amann R., Jørgensen B.B., Witte U., Pfannkuche O.* A marine microbial consortium apparently mediating anaerobic oxidation of methane. *Nature.* 2000, 407: 623–626.
28. *Knittel K., Lösekann T., Boetius A., Kort R., Amann R.* Diversity and distribution of methanotrophic archaea at cold seeps. *Applied Environment Microbiology.* 2005, 71 (1): 467–479.
29. *Sivan O., Adler M., Pearson A., Gelman F., Bar-Or I., John S.G., Eckert W.* Geochemical evidence for iron-mediated anaerobic oxidation of methane. *Limnology. Oceanography.* 2011, 56 (4): 1536–1544.

30. Egger M., Rasigraf O., Sapart C.J., Jilbert T., Jetten M.S.M., Röckmann T., van der Veen C., Bândă N., Kartal B., Ettwig K.F., Slomp C.P. Iron-Mediated Anaerobic Oxidation of Methane in Brackish Coastal Sediments // *Environment. Science. Technology*. 2015. V. 49. № 1. P. 277–283.
31. Слободкин А.И. Термофильные железовосстанавливающие прокариоты: Автореф. дис. на соиск. уч. степ. д-ра биол. наук. М.: Ин-т микробиологии РАН, 2008. 48 с.
32. Sánchez-Román M., Fernández-Remolar D., Amils R., Sánchez-Navas A., Schmid T., Martin-Uriz P.S., Rodríguez N., McKenzie J.A., Vasconcelos C. Microbial mediated formation of Fe-carbonate minerals under extreme acidic conditions // *Scientific Reports*. 2014. № 4. P. 4767. doi: 10.1038/srep04767.
33. Engel A.S. Geomicrobiology of sulfuric acid speleogenesis: microbial diversity, nutrient cycling, and controls on cave formation // *Master's Thesis*. The University of Texas at Austin, USA. 2004. 375 p.
34. Eby G.N. Principles of Environmental Geochemistry. Thomson Brooks/Cole, Pacific Grove, CA. 2004. 514 p.
35. Гаррелс Р.М., Крайст Ч.Л. Растворы, минералы, равновесия. М: Мир, 1968. 368 с.
36. Imhoff J.F. The family Ectothiorhodospiraceae // *The Prokaryotes. A handbook on the biology of bacteria*. Eds.: M. Dworkin, S. Falkow, E. Rosenberg, K.-H. Schleifer, E. Stackebrandt. Springer, Verlag, New York, 2006. V. 6. P. 874–886.
37. Frankel R.B., Bazylinski D.A. Biologically induced mineralization by bacteria // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2003. V. 54. № 1. P. 95–114.
38. Weber K.A., Achenbach L.A., Coates J.D. Microorganisms pumping iron: anaerobic microbial iron oxidation and reduction // *Nature Reviews Microbiology*. 2006. V. 4. № 10. P. 752–764.
30. Egger M., Rasigraf O., Sapart C.J., Jilbert T., Jetten M.S.M., Röckmann T., van der Veen C., Bândă N., Kartal B., Ettwig K.F., Slomp C.P. Iron-Mediated Anaerobic Oxidation of Methane in Brackish Coastal Sediments. *Environment. Science. Technology*. 2015, 49 (1): 277–283.
31. Slobodkin A.I. Thermophilic iron-reducing prokaryotes. PhD Thesis. Moscow: Institute of Microbiology of the Russian Academy of Sciences, 2008: 48 p. [In Russian].
32. Sánchez-Román M., Fernández-Remolar D., Amils R., Sánchez-Navas A., Schmid T., Martin-Uriz P.S., Rodríguez N., McKenzie J.A., Vasconcelos C. Microbial mediated formation of Fe-carbonate minerals under extreme acidic conditions. *Scientific Reports*. 2014, 4: 4767. doi: 10.1038/srep04767.
33. Engel A.S. Geomicrobiology of sulfuric acid speleogenesis: microbial diversity, nutrient cycling, and controls on cave formation. *Master's Thesis*. The University of Texas at Austin, USA. 2004: 375 p.
34. Eby G.N. Principles of Environmental Geochemistry. Thomson Brooks/Cole, Pacific Grove, CA. 2004: 514 p.
35. Garrels R.M., Krayst Ch.L. *Rastvory, mineraly, ravnovesiya*. Solutions, minerals, equilibrium. Moscow: World, 1968: 368 p. [In Russian].
36. Imhoff J.F. The family Ectothiorhodospiraceae. In: *The Prokaryotes. A handbook on the biology of bacteria*. Eds.: M. Dworkin, S. Falkow, E. Rosenberg, K.-H. Schleifer, E. Stackebrandt. Springer, Verlag, New York, 2006, 6: 874–886.
37. Frankel R.B., Bazylinski D.A. Biologically Induced Mineralization by Bacteria. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2003, 54 (1): 95–114.
38. Weber K.A., Achenbach L.A., Coates J.D. Microorganisms pumping iron: anaerobic microbial iron oxidation and reduction. *Nature Reviews Microbiology*. 2006, 4 (10):752–764.

Морские, речные и озёрные льды

УДК 551.322

doi: 10.15356/2076-6734-2018-2-213-224

Рост припая и его влияние на замерзание верхнего слоя донных отложений в прибрежной зоне губы Буор-Хая (море Лаптевых)

© 2017 г. П.В. Богородский^{1*}, А.С. Грубый¹, В.Ю. Кустов¹,
А.П. Макштас¹, Л.А. Соколова²

¹Арктический и Антарктический НИИ, Санкт-Петербург, Россия;

²Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

*bogorodski@aari.ru

Crowth of the fast ice and its influence on the freezing of bottom sediments in the Buor-Khaya Bay coastal zone, Laptev Sea

P.V. Bogorodskii^{1*}, A.S. Grubiy¹, V.Y. Kustov¹, A.P. Makshtas¹, L.A. Sokolova²

¹Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia;

²Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

*bogorodski@aari.ru

Received February 25, 2017

Accepted August 9, 2017

Keywords: *bottom sediments, energy and mass transport, ice forming, shallow water zone, sub-ice water layer.*

Summary

Results of the ice and hydrological measurements carried out in the winter of 2014/15 in the Tiksi Gulf (Buor-Khaya Bay) are described. These data served a basis for development of a conceptual thermodynamic model of seasonal freezing of the sea water layers and underlying bottom sediments in the sea-shore zone. The model uses two methods of localization of the phase transition zones: a classical (frontal) one is used for water, while another one within the range of temperatures – for the bottom. For real atmospheric conditions, we investigated specific features of the water freezing through in the shallow coastal zone of the Laptev Sea. The quantitative characteristics of the process were obtained. The calculations demonstrated that the distinguishing feature of the process is a stabilization of the ice thickness, taking place due to essential increasing of a salinity of the sea water. As a result of this, a shallow water body does not frozen through down to the bottom at even the very low air temperatures. Cooled salt waters does not allow liquid to be frozen in pores of the bottom ground. Salinization of the under-ice water layer can cause the melting of fast ice in the shallow water with its simultaneous increase away from the coast. Ice formation in water layers and bottom sediments begins at the same time, although it proceeds differently at different depths. Due to salinization of the bottom ground a continuous frozen zone is not formed, and the whole layer of freezing precipitation is a two-phase (partially frozen) area. As a whole, the model estimates of the process parameters including the motions of the phase fronts agree with known data of direct measurements. Despite such conformity, the model data should be considered as only evaluative ones. If a bottom is flat, the horizontal mixing and advection, which are not reproduced by a one-dimensional model in principle, the actual salinity parameters will most likely not reach the calculated values. However, for small values of the tides in the Buor-Khaya Bay and insignificant reverse flows of salt, effect of the last ones does not apparently exert significant influence on the intensity of cooling of the under-ice water layer as well as on the ice formation in upper layers of the bottom within such time scales as a season.

Citation: Bogorodskii P.V., Grubiy A.S., Kustov V.Y., Makshtas A.P., Sokolova L.A. Crowth of the fast ice and its influence on the freezing of bottom sediments in the Buor-Khaya Bay coastal zone, Laptev Sea. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2017. 58 (2): 213–224. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2018-2-213-224

Поступила 25 февраля 2017 г.

Принята к печати 9 августа 2017 г.

Ключевые слова: *донные отложения, льдообразование, мелководье, подлёдный слой моря, энерго- и массоперенос.*

Представлены и проанализированы данные стандартных ледовых наблюдений зимой 2014/15 г. в бухте Тикси (губа Буор-Хая, южная часть моря Лаптевых). Описаны особенности изменчивости поля температур в припайном льду и подлёдном слое моря. Данные наблюдений дополнены модельными оценками замерзания слоя воды и верхних слоёв донных отложений.

Введение

Припайный (неподвижный) лёд, формирующийся вдоль материкового и островного побережий моря Лаптевых, представляет собой характерную особенность его ледового ландшафта и относится к наиболее развитым в морях сибирского шельфа. Почти весь припай моря Лаптевых образуется в южной и юго-восточной частях моря, причём его максимальная площадь (около 40% акватории) в наименьшей степени зависит от межгодовых колебаний гидрометеорологических условий по сравнению с площадью неподвижного льда в других арктических морях [1]. Припай – обычный конжеляционный лёд, образующийся при смерзании начальных форм дрейфующего льда (ледяное сало, снежура) на прибрежном мелководье, где естественные неровности суши способствуют их сцеплению с берегом. По данным полярных станций, становление припая происходит при достижении им толщины 5–10 см, а через 10–15 суток после начала устойчивого льдообразования он появляется у береговой черты в виде ледяных заберегов [1, 2]. На малых глубинах слой воды может промерзнуть полностью и образовавшийся лёд начинает непосредственно влиять на изменение физико-механических свойств донных осадков, в том числе за счёт их промерзания и появления новообразований мёрзлых пород [3–5].

Изучение припая моря Лаптевых началось практически одновременно с созданием сети полярных станций в Арктике (1930-е годы) и активно продолжается до настоящего времени. Библиография соответствующих работ, посвящённых в основном феноменологическому описанию и режимным особенностям формирования припайного льда моря Лаптевых, насчитывает сотни названий. С конца 1970-х годов начинают появляться работы, посвящённые математическому моделированию припая моря Лаптевых. Среди последних отметим работу [6], посвящённую моделированию его годовой эволюции. В качестве атмосферного форсинга в нестационарной термодинамической модели, описанной в указанной работе, использованы данные 2012–2013 гг. полярной станции на о. Котельный, за исключением снегонакопления, которое задавалось данными реанализа ECMWF. Несмотря на не вполне удовлетворительное воспроизведение атмосферными реанализами интенсивности выпадения твёрдых осадков, с помо-

щью задания приемлемых величин потока тепла из моря и альbedo подстилающей поверхности авторы [6] получили близкие к реальным модельные оценки роста припая, а также пришли ко вполне очевидному выводу о влиянии этих параметров на толщину льда и темпы её изменения.

В отличие от промерзания прибрежных слоёв воды замерзание донных осадков моря Лаптевых изучено гораздо хуже. Однако эта проблема актуальна, в частности, для изучения метанового потенциала морей Восточной Арктики [7], очевиден также её прикладной аспект [3], но степень изученности в этом отношении сравнительно невелика. До последнего времени имелись лишь обзорные карты распределения различных типов отложений, а также самые общие сведения об их теплофизических свойствах [8]. Ситуация стала меняться с началом реализации международных проектов по изучению подводной мерзлоты с помощью бурения с неподвижного льда [9–13]. Наиболее детальные исследования донных отложений шельфа моря Лаптевых выполнены отечественными и зарубежными исследователями в районе дельты р. Лена и западной части губы Буор-Хая, вблизи пос. Тикси [14, 15]. Эти работы показали, что донные грунты могут находиться в охлаждённом состоянии без включений льда, но также быть частично или полностью мёрзлыми. Помимо этого, получены первые достоверные данные о составе, криогенном строении и теплофизических свойствах образцов мёрзлых и талых грунтов и их изменениях до глубин более 50 м [9–11].

Отметим, что, несмотря на наличие экспериментальных данных, математические модели сезонного льдообразования в донном грунте практически отсутствуют, а имеющиеся, как правило, не описывают взаимосвязей процессов энерго- и массообмена в пограничных слоях моря, атмосферы и дна [16], хотя они и очевидны. Как следствие, нет и единого мнения о механизме промерзания донных отложений [4]. Считается, что оно начинается после полного смерзания льда с дном, однако имеются данные, свидетельствующие об обратном [5]. Известен ряд природных и технологических процессов, один из элементов которых – замораживание талых грунтов охлаждёнными до отрицательных температур минерализованными водами. Так, в практике бурения скважин широко используется способ бурения влажных пород, основанный на замораживании поровой влаги закачиваемой в

скважину охлаждающей жидкости на основе или с добавлением солей [17]. Эффективность этого способа установлена экспериментально. Построены математические модели, позволяющие количественно и качественно описать процесс [17].

Настоящая работа посвящена изучению процессов льдообразования в прибрежной части моря Лаптевых на основе совместных экспериментальных и теоретических исследований льдово-гидрологического режима бухты Тикси (западная часть губы Буор-Хая) зимой 2014/15 г. В полевых условиях измерены термическая структура замерзающего слоя морской воды, а также динамика толщины снежно-ледяного покрова. Для исследования влияния роста припая на сезонное промерзание донных осадков предложена термодинамическая модель, рассматривающая контактирующие слои воздуха, снега, льда, воды и грунта в качестве единой системы, связанной тепловым взаимодействием, что принципиально отличает её от аналогов для отдельных сред. Модель использует оба известных способа локализации области фазового перехода: классический (фронтный) для припайного льда и в спектре температур – для слоя донных осадков. С использованием имеющихся параметров донных отложений и

данных стандартных метеонаблюдений получены качественные и количественные характеристики процесса формирования ледяного покрова на мелководье арктических морей.

Объект и методы исследований

Бухта Тикси (рис. 1) известна прежде всего находящейся на её берегу гидрометеорологической станцией «Полярка» – одной из старейших полярных станций России, преобразованной в 2010 г. в Гидрометеорологическую обсерваторию (ГМО) Тикси. В бухту впадают река и несколько ручьёв. Режим приливов – неправильный, полусуточный, с высотой около 0,3 м. К особенностям акватории относятся её небольшая солёность (около 10‰), мелководье (до 10 м), а также пространственная однородность ледяного покрова, обусловленная отсутствием в нём динамических процессов. Из-за низких температур воздуха (средняя температура января $-37,3\text{ }^{\circ}\text{C}$, августа $+7,7\text{ }^{\circ}\text{C}$), долгой климатической зимы (вторая половины сентября – вторая половина июня) и полярной ночи (19 ноября – 24 января) около девяти месяцев в году бухта Тикси покрыта неподвижным



Рис. 1. Спутниковый снимок района исследований (отмечен красным квадратом на врезке). Цифры 1 и 2 обозначают места проведения стандартных метеорологических и ледовых и измерений соответственно; цифра 3 – место установки термокосы

Fig. 1. Satellite image of the research area (marked with a red square on the sidebar).

The numbers 1 and 2 indicate the locations of the standard ice and meteorological measurements sites, respectively, number 3 – location of thermistor string

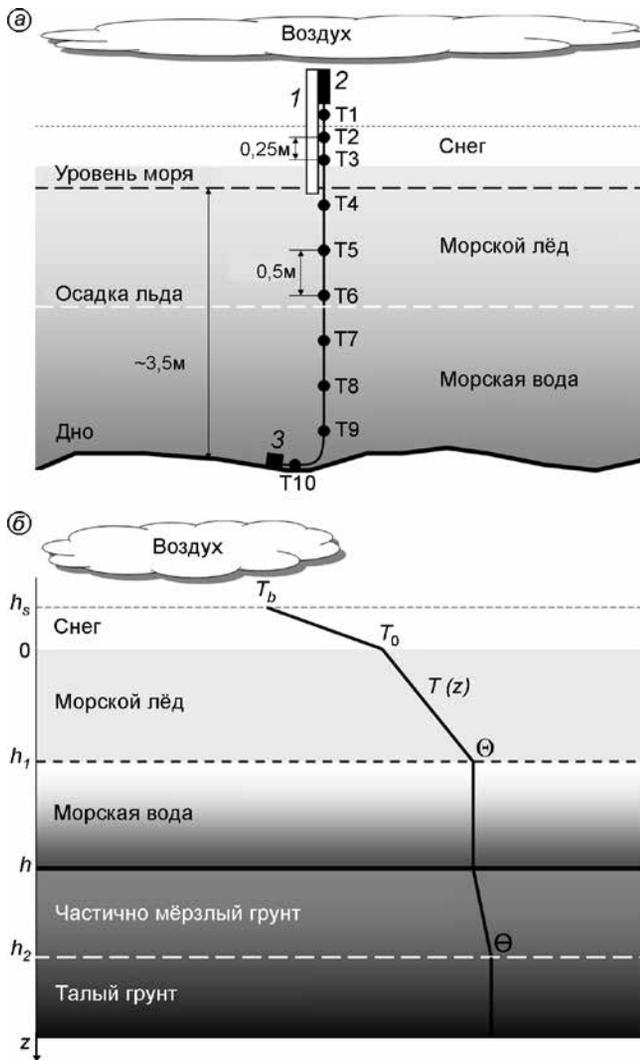


Рис. 2. Схема размещения датчиков термокосы на растущем льду (а) и моделируемая система с кусочно-линейным профилем температуры $T(z)$ (б).

1 – дата-логгер; 2 – деревянная рейка; 3 – груз; T1–T10 – термодатчики

Fig. 2. Layout of thermistor string installed in growing ice (a) and modeled system with piecewise linear temperature profile $T(z)$ (b).

1 – data logger; 2 – wooden pole; 3 – load; T1–T10 – sensors

льдом, толщина которого в мае–июне превышает 2 м. В результате исследований [9, 10] установлено, что преобладающий тип донных отложений исследуемой акватории до глубины около 6 м – водонасыщенные однородные илы с теплопроводностью 0,8–1,1 Вт/(мК), пористостью 0,4–0,6 и плотностью скелета 1200–1400 кг/м³. Глубже 6–7 м они сменяются песчаными породами с теплопроводностью 1,7–2,0 Вт/(мК), пористостью 0,1–0,22 и плотностью скелета 1440–1760 кг/м³.

Наблюдения проводились на расстоянии примерно 0,8 км от берега и 1,1 км от метеоплощадки ГМО и предусматривали измерения температуры в замерзающем слое воды глубиной около 3 м (рис. 2, а) с интервалом 1 час. Для этого через сквозное отверстие в молодой лёд вмораживалась термокоса GP5W-Shell фирмы GeoPrecision (Германия), представляющая собой цепочку из десяти полупроводниковых термисторов диаметром 8 мм, размещённых на одной кабеле диаметром 5 мм на расстоянии 0,5 м друг от друга. С целью фиксации положения верхних датчиков и дата-логгера термокосы кабель крепился к деревянной стойке, также вмороженной в лёд. Для минимизации влияния проникающей солнечной радиации на показания термисторов тёмные участки кабеля защищали фольгированной изоляцией. Относительно небольшая точность измерений ($\pm 0,25$ °С при $-10 \div +30$ °С) компенсировалась высокой чувствительностью датчиков (0,06 °С при -55 °С $\div +125$ °С) и исчисляемой годами стабильностью их показаний [18].

Составная часть эксперимента – стандартные наблюдения снежно-ледяного покрова. Осадка и возвышенность льда измерялись в скважине, пробуренной вблизи установленной термокосы ручным шнековым буром, с помощью складной ледемерной рейки, толщина снежного покрова – стандартной снегомерной рейкой. Согласно требованиям нормативных документов, измерения для льда толщиной 5–20 см выполнялись ежедневно, 20–50 см – через день, 50–100 см – один раз в пять дней и более 100 см – один раз в декаду [14]. Учитывая естественные неоднородности границ припая, погрешность измерений можно оценить около 5 мм. Измерения плотности снега начались 20 ноября и проводились одновременно с измерениями толщины льда стандартным снегомером ВС-43.

Модель

Для описания промерзания мелководья использовался специально разработанный вариант термодинамической модели [19], рассматривающий плоскопараллельный процесс фазовых переходов в системе, состоящей из двух полубесконечных слоёв: воздуха (индекс «а») и изначально талого донного грунта (индекс «th»), разделён-

ных прослойкой морской воды (индекс «w»). Образование льда (индекс «i») в слое воды описывается классической задачей Стефана с учётом накопления снега (индекс «s»), замерзание слоя донных осадков – её вариантом с протяжённой (двухфазной или частично мёрзлой) областью (индекс «m»), в которой кристаллизация воды происходит в спектре температур. Подлёдный слой воды считается однородным в результате конвективного перемешивания с температурой, равной температуре замерзания, понижающейся за счёт отторжения соли при нарастании льда.

Математическая формулировка задачи предполагает двухслойную структуру замерзающего грунта: а) частично мёрзлая зона; б) полубесконечный нижний талый слой (см. рис. 2, б). В слое льда отсутствует вода, в слое воды и талой зоне – лёд. В двухфазной зоне фазовый состав термодинамически равновесной смеси льда и незамёрзшего раствора характеризуется искомой функцией влажности $v(z, t)$, значение которой на фронте фазового перехода может изменяться скачкообразно; z – направленная вниз вертикальная координата, t – время. Предполагается, что замерзающий грунт представляет собой пористую среду, насыщенную только льдом и водой, скелет которой (индекс «g») несжимаем и неподвижен, а вся растворённая соль, образующаяся при росте ледяного покрова, отторгается в объём незамёрзшей влаги [17]. Свойства морского и порового льда считаются одинаковыми, а потоки тепла во всех слоях системы постоянными.

Распространение тепла в слоях снега $-h_s \leq z \leq 0$, льда $0 \leq z \leq h_1$ и талого грунта $h < z < h_2$ описывается уравнением

$$(\rho C)_{s,i,th} \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k_{s,i,th} \frac{\partial T}{\partial z} \right). \quad (1)$$

В двухфазной зоне $h < z < h_2$ уравнения тепломассопереноса имеют следующий вид:

$$\frac{\partial}{\partial t} \left[(\rho C)_m T \right] + m \rho_i L \frac{\partial v}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k_m \frac{\partial T}{\partial z} \right); \quad (2a)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} (vS) = D \frac{\partial}{\partial z} \left(v \frac{\partial S}{\partial z} \right), \quad z \in (h, h_2); \quad (2b)$$

$$T = T_{eq} - \alpha S, \quad t > 0. \quad (2b)$$

В уравнениях (1) и (2a–в) $(\rho C)_m = (1 - m) \times (\rho C)_g + mv(\rho C)_w + m(1 - v)(\rho C)_i$, $(\rho C)_{th} = (1 - m) \times$

$\times (\rho C)_g + m(\rho C)_w$; $k_m = (1 - m)k_g + mvk_w + m(1 - v)k_i$, $k_{th} = (1 - m)k_g + mk_w$; T – температура; C – теплоёмкость; ρ – плотность; k – теплопроводность; L – скрытая теплота фазового перехода; D – коэффициент диффузии соли; m – пористость.

Температура и солёность подлёдного слоя воды $h_1 < z < h$ определяются уравнениями

$$T \equiv \Theta = T_{eq} - \alpha S; \quad (3a)$$

$$S = S_0(h - h_{1,0}) / (h - h_1(t)), \quad z \in (h_1, h), \quad (3b)$$

где Θ – температура замерзания морской воды; α и T_{eq} – константы; S – солёность; индекс «0» обозначает начальный момент времени $t = 0$.

На верхней границе системы (индекс «b») выполняется граничное условие, определяющее суммарный тепловой поток в атмосферу:

$$k_s \frac{\partial T}{\partial z} = EH, \quad z = h_b, \quad t > 0, \quad (4)$$

где $EH = H + LE + R$ – поток тепла через снежно-ледяной покров; H и LE – турбулентные потоки явного и скрытого тепла соответственно; R – длинноволновый радиационный баланс поверхности (коротковолновой радиацией пренебрегаем). Расчёт потоков H и LE проводится по интегральным аэродинамическим формулам, широко используемым при расчётах энергообмена моря и атмосферы через льды различной толщины [3, 4]; расчёт R – по формуле Ангстрёма, линеаризованной относительно $(T_b - T_a)$.

На поверхности, разделяющей снег и лёд (индекс «0»), выполняются условия непрерывности распределения температуры и теплового потока:

$$T^- = T^+ \equiv T_0; \quad (5a)$$

$$k_i \frac{\partial T^+}{\partial z} - k_s \frac{\partial T^-}{\partial z} = 0, \quad z = 0, \quad t > 0, \quad (5b)$$

где знаки «-» и «+» обозначают соответственно верхнюю и нижнюю стороны границы раздела.

На движущейся поверхности фазового перехода вода–лёд (индекс «1») и на неподвижной границе $z = h$ выполняются условия непрерывности распределения температуры, термодинамического равновесия (ликвидуса), а также классическое условие Стефана:

$$T^- = T^+ = T_{eq} - \alpha S \equiv T_1, \quad z \in (h_1, h_2); \quad (6a)$$

$$\rho_i L \frac{dh_1}{dt} = k_i \frac{\partial T^-}{\partial z}, \quad t > 0. \quad (6b)$$

На движущейся границе раздела двухфазной и талой зон $z = h_2(t)$ (индекс «2») также ставятся условия Стефана, неразрывности температуры, влажности и условие ликвидуса:

$$m(1 - \nu_3) \rho_i L \frac{dh_2}{dt} = k_m \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)^- - Q_{th}; \quad (7a)$$

$$\nu^- = \nu_2, \nu^+ = 1, T^- = T^+ \equiv \theta = T_{eq} - \alpha S_0, t > 0, \quad (7b)$$

где θ – температура замерзания; Q_{th} – геотермический поток тепла (диффузией соли здесь пренебрегаем).

Начальные условия полагают заданными:

$$t = 0: T(z, 0) = T_0, S(z, 0) = S_0, z \in [0, h];$$

$$\nu = \nu_\infty = 1, h_{1,0} = 0, h_{2,0} = h, T = T_0, S = S_0, z \in [h, \infty). \quad (8)$$

Данные измерений

Условия зимы 2014/15 г. оказались типичными для западной части губы Буор-Хая и характеризовались достаточно большой временной изменчивостью основных метеопараметров (рис. 3, а–в). Воздействие синоптических процессов на акваторию залива привело к становлению к середине октября припайного льда, толщина которого, постепенно увеличиваясь, достигла в конце мая 2,08 м (см. рис. 3, г). Интересно, что измеренный в 2014/15 г. рост припая хорошо описывается эмпирической формулой 1930-х годов для этой акватории: $h_1 = aN^b$, где N – сумма градусо-дней мороза на момент вычисления; $a = 0,00633$ и $b = 0,692$ – эмпирические коэффициенты, учитывающие совокупность гидрометеорологических факторов, которые, помимо температуры воздуха, влияют на толщину льда (толщина и плотность снежного покрова, солёность и температура морской воды, скорость подлёдного течения, физические свойства льда, глубина моря, облачность, ветер и др.) [1]. Это обстоятельство может указывать либо на стабильность условий льдообразования в южной части моря Лаптевых, либо (что более вероятно при происходящих в настоящее время и прогнозируемых в будущем изменениях климата Арктики) на возникновение обратных связей в системе «пограничный слой атмосферы – снежно-ледяной покров – пограничный слой моря», обусловленных изменением режима осадков, ростом облачности и другими

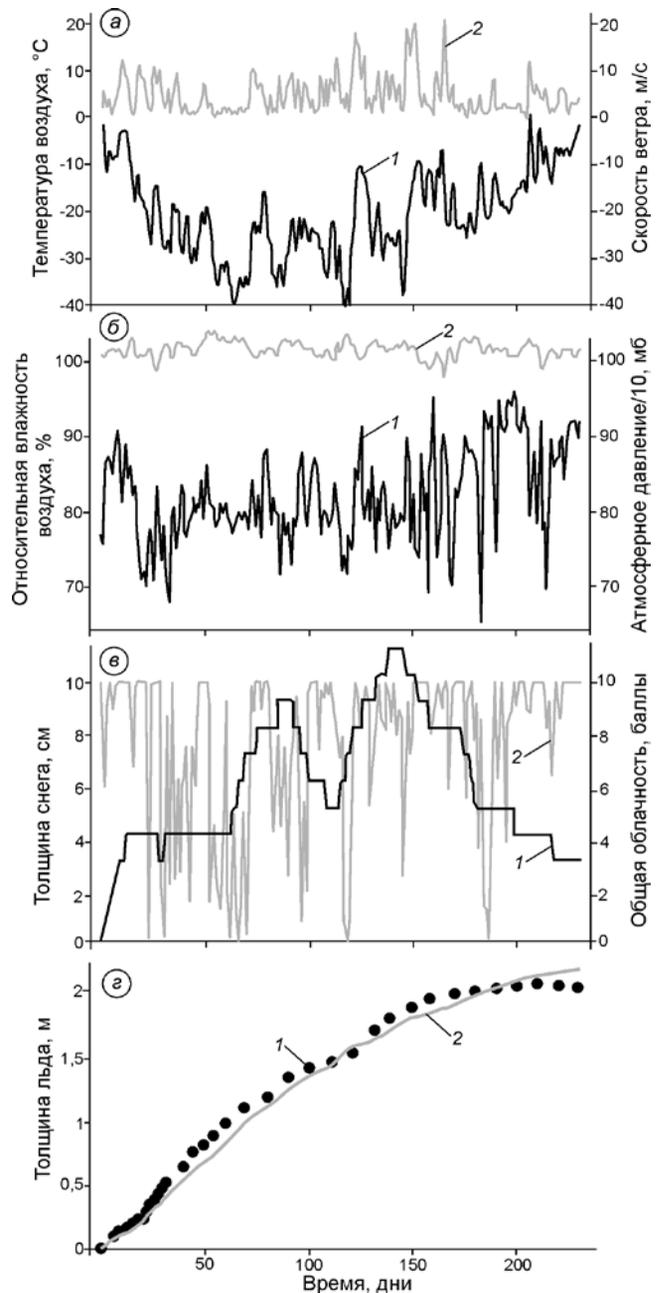


Рис. 3. Временная изменчивость основных характеристик атмосферы и снежно-ледяного покрова: а – температура воздуха (1) и скорость ветра (2); б – относительная влажность воздуха (1) и атмосферное давление (2); в – толщина снежного покрова (1) и балл общей облачности (2); г – толщина льда по данным стандартных наблюдений (1) и рассчитанная по сумме градусо-дней мороза; ноль на оси времени соответствует 12 октября 2014 г. **Fig. 3.** Temporal variability of the main characteristics of atmosphere and snow-ice cover: а – air temperature (1) and wind speed (2); б – air relative humidity (1) and atmospheric pressure (2); в – snow cover height (1) and total cloudiness amount (2); г – ice thickness from data of standard observations (1) and calculated with the sum of degree-days of frost; zero on the time axis corresponds to October 12, 2014

характеристиками, оказывающими теплоизолирующее воздействие на лёд и компенсирующими тем самым эффект потепления.

Вертикальное распределение температуры $T(z)$ в контактирующих слоях снега, льда и воды в середине и конце зимних месяцев 2014/15 г. приведено на рис. 4. Эти слои отчётливо выделяются по наклону профилей, обусловленному различными значениями коэффициента теплопроводности. Отличительная черта $T(z)$ во всех средах – их квазилинейный характер, указывающий на квазистационарность в них тепловых потоков. Отметим, что линейность профилей во льду увеличивается с ростом его толщины. Кажущееся противоречие с теорией, согласно которой линейный профиль более типичен для тонких льдов (до 0,5 м), чем для толстых [20], может объясняться большей изменчивостью синоптических процессов в начальный период льдообразования, о чём свидетельствует верхняя часть профилей, а также большей интенсивностью процессов фазовых переходов в толще молодого льда, насыщенного рассолом. В начальный период доля его жидкой фазы достаточно велика, однако она уменьшается по мере выхолаживания льда и разрастания твёрдой фазы. Поскольку тонкий лёд нарастёт быстрее толстого, максимальная скорость льдообразования также соответствует этому периоду. Кроме того, в первое время на льду ещё отсутствует такой мощный теплоизолятор, как снежный покров, формирование которого в более поздние сроки приводит к постепенному уменьшению температурных контрастов между прилёдным слоем воздуха, поверхностью ледяного покрова и, следовательно, потоков тепла. На такой характер распределения температуры известное влияние оказало и избыточное накопление снега, вызванное метелевым переносом, вокруг служащей опорой термокосы деревянной рейки, избежать которого не удалось.

Динамика температурного поля всего слоя замерзающей воды зимой 2014/15 г. показана на рис. 5. Видно, что возмущения температуры на верхней поверхности, постепенно затухая по амплитуде с глубиной и приближаясь к температуре замерзания морской воды, распространяются в толщу льда. Отчётливо выделяются области наибольшего выхолаживания, соответствующие максимальным цветовым контрастам в левой части рисунка, и весеннего прогрева, когда температуры

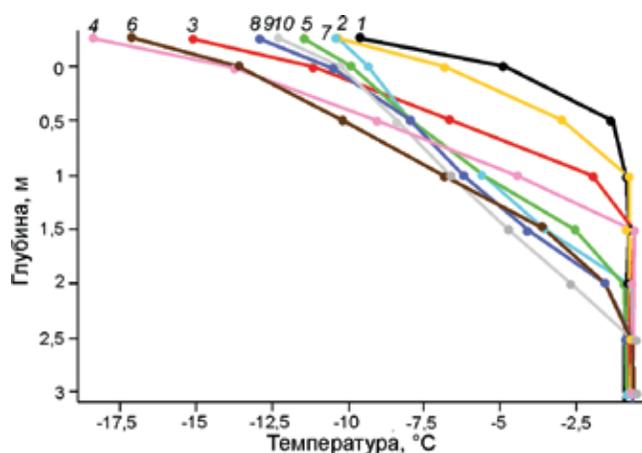


Рис. 4. Измеренные профили температуры в слоях снега, льда и воды.

1, 2 – соответственно 15 и 30 декабря; 3, 4 – соответственно 15 и 30 января; 5, 6 – соответственно 15 и 28 февраля; 7, 8 – соответственно 15 и 30 марта; 9, 10 – соответственно 15 и 30 апреля

Fig. 4. The measured temperature profiles in the snow, ice, and water layers.

1, 2 – December 15 and 30 respectively; 3, 4 – January 15 and 30 respectively; 5, 6 – February 15 and 28 respectively; 7, 8 – March 15 and 30 respectively; 9, 10 – April 15 and 30 respectively.

льда и воды становятся близкими по всей толще, что отражается в постепенном размывании контрастов в правой части. Распределение цветов позволяет судить и о динамике толщины припая, который до начала весеннего прогрева (примерно на 150-е сутки от начала измерений) остаётся холоднее воды. Подлёдный слой отчётливо выделяется более светлым и однородным фоном, свидетельствующим как о более высокой температуре его толщи по сравнению со льдом, так и об его однородности. Вариации цвета и его постепенное потемнение наглядно показывают характер распространения тепловых волн в толщу льда.

Результаты моделирования

Модель, описываемая формулами (1)–(8), интегрировалась на 230 суток, с 12 октября 2014 г. по 1 июня 2015 г., для начальной солёности воды 10‰ и глубин 1, 1,5 и 3 м, для которых предположение о квазиоднородности подлёдного слоя можно считать адекватным. Атмосферный форсинг, включающий в себя динамику снегонакопления, задавался данными прямых измерений (см. рис. 3, а–в). Численные экспе-

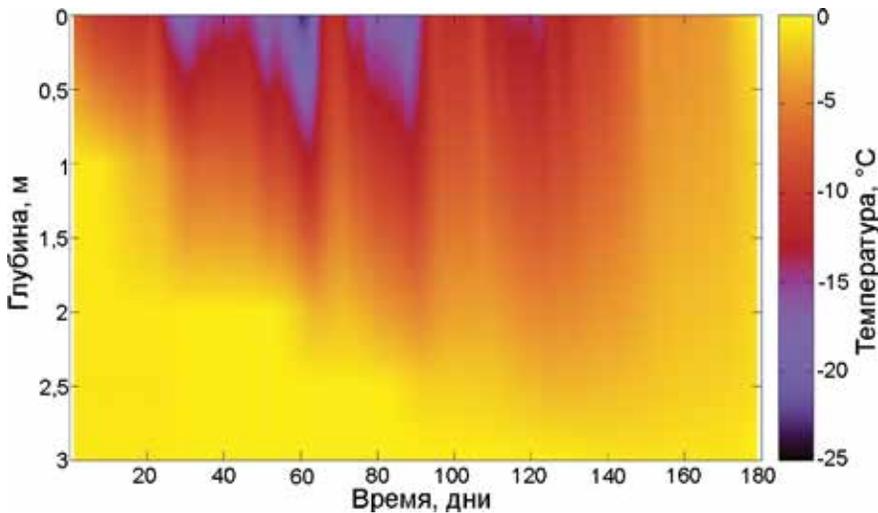


Рис. 5. Среднесуточные значения температуры льда и подлёдного слоя воды, измеренные с помощью термокосы с 11 декабря 2014 г. по 7 июня 2015 г.

Fig. 5. The daily averaged temperatures of ice and water under the ice from the data of measurements by thermistor string during December 11, 2014 – June 7, 2015

рименты с моделью проводилось при следующих значениях параметров и коэффициентов льда и грунта (характеристики атмосферы, входящие в параметризацию составляющих теплового баланса не приводятся) [9, 10, 17, 21]:

$$\begin{aligned} \rho_w &= 1000 \text{ кг/м}^3 & C_i &= 2000 \text{ Дж/(кгК)} \\ \rho_i &= 910 \text{ кг/м}^3 & C_g &= 1920 \text{ Дж/(кгК)} \\ \rho_g &= 1300 \text{ кг/м}^3 & m &= 0,6 \\ k_w &= 0,58 \text{ Вт/(мК)} & L &= 333,7 \text{ кДж/кг} \\ k_i &= 2,23 \text{ Вт/(мК)} & \alpha &= 0,054 \text{ }^\circ\text{C}/\text{‰} \\ k_s &= 0,31 \text{ Вт/(мК)} & T_{eq} &= 0 \text{ }^\circ\text{C} \\ k_g &= 2 \text{ Вт/(мК)} & Q_{th} &= 0,06 \text{ Вт/м}^2 \\ C_w &= 4190 \text{ Дж/(кгК)}, \end{aligned}$$

Теплопроводность снега рассчитывалась как функция его плотности по формуле $k_s = 10^{-3} \rho_s$ [15]. Необходимая для расчётов величина влажности границы мёрзлой и талой зон v_2 – свободный параметр модели, задавалось равной 0,1. Поскольку задача многопараметрическая, для расчётов выбран способ варьирования одного параметра – глубины водоёма – при неизменности остальных. Расчётный рост припая на различных глубинах приведён на рис. 6, а. Для всех глубин в течение первых двух месяцев нарастания льда расчётные значения его толщины практически совпадают. Расчётная динамика толщины льда на глубине 3 м повторяет измеренную; некоторое расхождение кривых в конце расчётного периода можно объяснить радиационным прогревом льда, игнорируемым в данной модели, а также естественными неравномерностями толщины снежно-ледяного покрова. Вполне возможной причиной некоторого занижения модельных результатов могла быть

разная глубина водоёма в местах измерения толщины льда и постановки термокосы, расстояние между которыми составляло около 0,4 км.

Характерная особенность льдообразования на мелководье – стабилизация толщины льда за счёт осолонения воды. Расчёты показали, что при интенсивном выхолаживании его значение достигает 800‰ (см. рис. 6, в) и соответствует, ввиду условия ликвидуса, температуре ниже $-40 \text{ }^\circ\text{C}$ (см. рис. 6, б), что делает эту незамерзающую жидкость аналогом связанной (незамёрзшей) воды в грунтах. Сохранение незамерзающей прослойки рассола теоретически исключает смерзание припая с дном даже при самых низких температурах, что не противоречит результатам лабораторных экспериментов по адгезии льда в солёной воде [22]. Как следует из расчётов, на глубинах, превышающих 3 м, сдерживающее влияние увеличения солёности ослабевает и его влияние на толщину припая становится незначительным.

При явной тенденции к уменьшению обращает на себя внимание вариабельность потока тепла EH (см. рис. 6, г), обусловленная изменчивостью синоптических процессов. Видно, что во второй половине зимы вследствие повышения температуры воздуха (см. рис. 3, а) температура нижней поверхности льда оказывается выше, чем верхней, что приводит к смене направления потока тепла через ледяной покров и, в силу условия Стефана, к его таянию, несмотря на сохраняющуюся отрицательную температуру воздуха. Особенно сильно этот эффект проявляется на мелководье, где слой рассола охлаждается сильнее всего. На нём припайный лёд будет таять, в то время как мористее – нарастать.

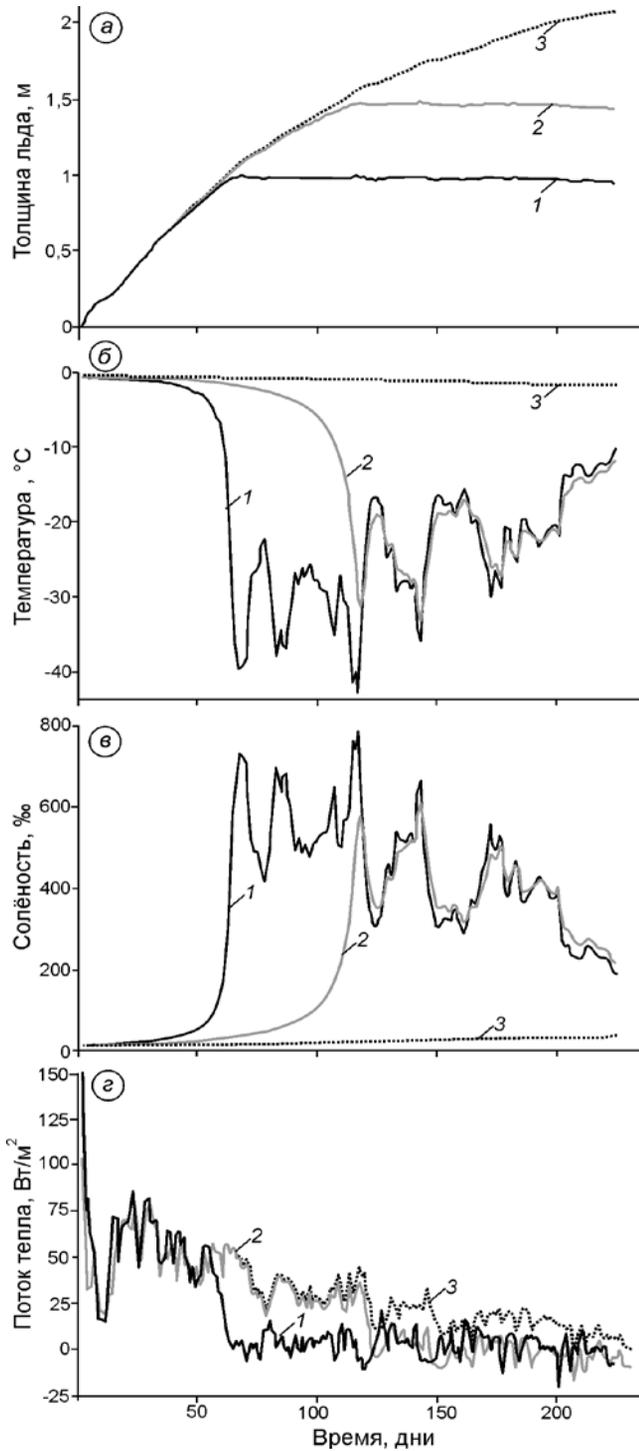


Рис. 6. Модельные оценки изменения толщины припая (а), температуры подлёдного слоя (б), солёности (в) и потока тепла через снежно-ледяной покров (г) для водоёма глубиной 1 м (1), 1,5 м (2) и 3 м (3) для атмосферных условий зимы 2014/15 гг.

Fig. 6. Model estimates of variability in fast ice thickness (а), temperature of under-ice layer (б), salinity (в) and heat flux through snow-ice cover (г) for basin depth 1 m (1), 1.5 m (2), and 3 m (3) for atmospheric conditions in winter 2014/15

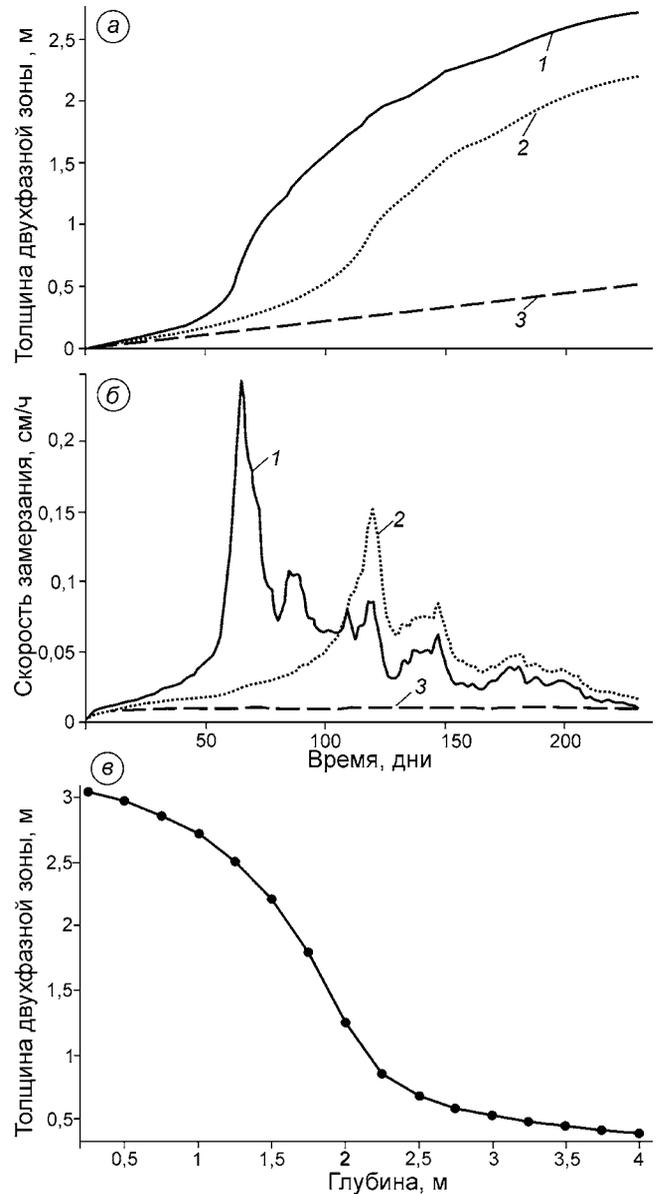


Рис. 7. Модельные оценки изменений толщины двухфазной зоны (а), скорости её роста для водоёма глубиной 1 м (1), 1,5 м (2) и 3 м (3) (б) и её зависимости от глубины водоёма (в) для атмосферных условий зимы 2014/15 гг.

Fig. 7. Model estimates of changes in the thickness of two-phase zone (а), its growth rates for the basins with depth 1 m (1), 1.5 m (2) and 3 m (3) (б), and its dependence on the depth of the basin (в) for atmospheric conditions in winter of 2014/15

Перечисленные особенности роста льда и осолонения подлёдного слоя определяют эволюцию толщины двухфазной зоны и скорости её нарастания, приведённые на рис. 7, из которого видно, что понижение температуры воды приводит ко всё

более глубокому промерзанию грунта, сопровождаемому уменьшением его влажности. Как и следовало ожидать, быстрее всего и глубоко замерзает дно на минимальной глубине, причём характер замерзания воды и донных отложений существенно разный. Если максимум скорости первой закономерно приходится на начальный период льдообразования, то максимум второй совпадает с образованием незамерзающей прослойки рассола подо льдом. При этом вариации скорости роста частично мёрзлой зоны на глубине свыше 3 м, по сравнению с меньшими глубинами, пренебрежимо малы и в масштабе рисунка практически неразличимы.

Обсуждение и выводы

Несмотря на правдоподобность расчётных величин, в целом отвечающих имеющимся представлениям об исследуемом процессе, из-за ряда допущений, принятых при постановке задачи, их следует рассматривать как сугубо оценочные, характеризующие приблизительные значения параметров эволюции рассматриваемой системы. Прежде всего, в условиях ровного дна из-за горизонтального перемешивания и адвекции, не воспроизводимых одномерной моделью в принципе, реальные величины солёности, скорее всего, не достигают расчётных значений. Описанный эффект осолонения, по-видимому, присущ застойным участкам акватории шельфа, в том числе термокарстовым лагунам (затопленным морем термокарстовым котловинам) с характерными глубинами 2–4 м и ограниченной динамикой по контуру. Вместе с тем для малых величин приливных колебаний в губе Буор-Хая и, следовательно, незначительности обусловленных ими реверсивных потоков соли влияние последних, по-видимому, не может оказывать большого эффекта на интенсивность охлаждения подлёдного слоя и на льдообразование в верхних слоях донного грунта на временных масштабах порядка сезона. Средние уклоны дна исследуемой акватории также незначительны (порядка 10^{-3}), что позволяет пренебречь бароклинным течением плотного рассола.

Кроме того, принятая постановка задачи не учитывает возможное переохлаждение поровых вод донных осадков, величина которого зависит от их солёности (с ростом её переохлаждение усиливается) и прямо пропорциональна времени пере-

охлаждения. Экспериментально установлено, что при температурах замерзания от 0 до $-1,5$ °C эта зависимость – линейная, а при дальнейшем понижении переходит в степенную [22]. Однако переохлаждение поровой влаги грунта наблюдается далеко не всегда. Так, согласно данным, приведённым в [5, 22], при засолении свыше 5‰ переохлаждения порового раствора часто не происходит. Взаимодействие морской воды с донными осадками приводит к диффузии и осмосу, развитие которых может существенно изменить количество поровой влаги, её минерализацию, ионно-солевой состав, а также теплофизические свойства отложений. Из изложенного следует, что условие термодинамического равновесия в грунте и, следовательно, описание промерзающего грунта протяжённой областью фазовых переходов («двухфазная зона») не исчерпывают всех особенностей такого сложного физико-химического процесса, как замерзание поровой влаги засоленных осадков.

На основании выполненных исследований можно сделать ряд выводов.

1. В ходе полевых зимних работ 2014/15 г. получен обширный экспериментальный материал, характеризующий льдообразование в бухте Тикси и указывающий на относительную стабильность гидрометеорологических условий, обуславливающих нарастание припая.

2. Линейность измеренных профилей температуры подтвердила адекватность предположения о квазистационарности потока тепла в растущем снежно-ледяном покрове. Использование математической модели оказалось достаточно эффективным и позволило не только получить количественные оценки процесса промерзания слоёв воды и донных отложений на мелководье, не противоречащие имеющимся данным, но и установить ряд его качественных особенностей.

3. Наличие незамерзающей прослойки рассола подо льдом, обусловленное осолонением подлёдного слоя, – существенный элемент системы «лёд–рассол–грунт». Благодаря ей водоём теоретически не может промёрзнуть до дна даже при самых низких температурах воздуха. Осолонение подлёдного слоя воды может стать причиной таяния припая на мелководье при сохраняющихся отрицательных температурах воздуха, обеспечивающих его одновременное нарастание вдали от берегов.

4. Льдообразование в слоях воды и донных осадков начинается одновременно, хотя протекает по-

разному на различных глубинах. Нарастание припая на мелководье к середине зимы замедляется или даже прекращается совсем, в то время как слой донных осадков здесь промерзает наиболее глубоко.

Благодарности. Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 17-05-01221 «Исследование атмосферного пограничного слоя в Арктике по данным специализированных измерений на Российских полярных станциях»), Министерство образования и науки Российской Федерации (проект № RFMEFI61617X0076 «Изменчивость Арктической трансполярной системы») и Росгидромета (Целевая научно-техническая программа 1.5.3.2 «Комплексный мониторинг природной

среды в рамках международного проекта совместных наблюдений на Гидрометеорологической обсерватории Тикси».

Acknowledgements. This study was supported by Russian Foundation for Basis Research (Project № 17-05-01221 «Investigation of atmospheric boundary layer in Arctic region with data of Russian polar observatories measurements»), Ministry of Science and Education of the Russian Federation (Project № RFMEFI61617X0076 «Changing Arctic Transpolar System») and Roshydromet (Target scientific and technical program 1.5.3.2 «Environmental monitoring at the Tiksi Hydrometeorological Observatory in the frame of international project of joint researches»).

Литература

1. Карклин В.П., Карелин И.Д., Юлин А.В., Усольцева Е.А. Особенности формирования припая в море Лаптевых // Проблемы Арктики и Антарктики. 2013. Вып. 3 (97). С. 5–14.
2. Визе В.Ю. Основы долгосрочных ледовых прогнозов для арктических морей // Тр. Арктического НИИ. Т. 159. Л.: изд. Главсевморпути, 1944. 274 с.
3. Богородский П.В., Марченко А.В., Пнюшков А.В., Огородов А.С. Формирование припая и его воздействие на береговую зону арктических морей // Океанология. 2010. Т. 50. № 3. С. 345–354.
4. Жигарев Л.А. Океаническая криолитозона. М.: Изд-во МГУ, 1997. 320 с.
5. Хименков А.Н., Брушков А.В. Океанический криолитогенез. М.: Наука, 2003. 336 с.
6. Yang Y., Leppäranta M., Li Z.J., Cheng B., Zhai M., Demchev D. Model simulations of the annual cycle of the landfast ice thickness in the East Siberian Sea // Advances in Polar Science. 2015. V. 26. № 2. P. 168–178. doi:10.13679/j.advps.2015.2.00168.
7. Сергиенко В.И., Лобковский Л.И., Семилетов И.П., Дударев О.В., Дмитриевский Н.Н., Шахова Н.Е., Романовский Н.Н., Космач Д.А., Никольский Д.Н., Никифоров С.Л., Саломатин А.С., Ананьев Р.А., Росляков А.Г., Салюк А.Н., Карнаух В.В., Черных Д.Б., Тумской В.Е., Юсупов В.И., Куриленко А.В., Чувилин Е.М., Буханов Б.А. Деградация подводной мерзлоты и разрушение гидратов шельфа морей Восточной Арктики как возможная причина «метановой катастрофы»: некоторые результаты комплексных исследований 2011 года // ДАН. 2012. Т. 446. № 3. С. 330–335.
8. Молочушкин Е.Н., Гаврильев Р.И. Строение, фазовый состав и термический режим горных пород, слагающих дно прибрежной зоны моря Лаптевых // Се-

References

1. Karklin V.P., Karelin I.D., Yulin A.V., Usoltseva E.A.. Peculiarities of the land fast ice formation in the Laptev sea. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of Arctic and Antarctic. 2013, 3 (97): 5–14. [In Russian].
2. Vize V.Y. *Osnovy dolgosrochnykh ledovykh prognozov dlya arkticheskikh morey*. The basis of long-term ice extent forecasts for the Arctic seas. Proc. of the Arctic Research Institute. V. 159. Leningrad: Publishing of Glavsevmorput', 1944: 274 p. [In Russian].
3. Bogorodskiy P.V., Marchenko A.V., Pnyushkov A.V., Ogorodov A.S. Formation of fast ice and its impact on the coastal zone of the Arctic seas. *Okeanologiya*. Oceanology. 2010, 50 (3): 345–354. [In Russian].
4. Zhigarev L.A. *Okeanicheskaya kriolitizona*. The Cryolitosperic zone of ocean. Moscow: Moscow State University, 1997: 320 p. [In Russian].
5. Khimenkov A.N., Brushkov A.V. *Okeanicheskij kriolitogenez*. Oceanic cryolitegenesis. Moscow: Nauka, 2003: 336 p. [In Russian].
6. Yang Y., Leppäranta M., Li Z.J., Cheng B., Zhai M., Demchev D. Model simulations of the annual cycle of the landfast ice thickness in the East Siberian Sea. *Advances in Polar Science*. 2015, 26 (2): 168–178. doi: 10.13679/j.advps.2015.2.00168.
7. Sergienko V.I., Lobkovskiy L.I., Semiletov I.P., Dudarev O.V., Dmitrievskiy N.N., Shakhova N.E., Romanovskiy N.N., Kosmach D.A., Nikol'skiy D.N., Nikiforov S.L., Salomatin A.S., Anan'ev R.A., Roslyakov A.G., Salyuk A.N., Karnaukh V.V., Chernykh D.B., Tumskey V.E., Yusupov V.I., Kurilenko A.V., Chuvilin E.M., Bukhanov B.A. The degradation of submarine permafrost and the destruction of hydrates on the shelf of east Arctic seas as a potential Cause of the «methane catastrophe». *Doklady Akademii Nauk*. Proc. of the Academy of Sciences. 2012, 446 (3): 330–335. [In Russian].
8. Molochushkin E.N., Gavriliev Z.I. Structure, phase composition and thermal regime of rocks composing the bottom of the coastal zone of the Laptev sea. *Severnyj Ledovityj okean i ego poberezh'e v kajnozoe*. The

- верный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л.: Гидрометеоиздат, 1970. С. 503–509.
9. Чеверов В.Г., Видяпин И.Ю., Тумской В.Е. Состав и свойства отложений термокарстовых лагун Быковского полуострова // Криосфера Земли. 2007. Т. XI. № 3. С. 44–50.
 10. Чувиллин Е.М., Буханов Б.А., Тумской В.Е., Шахова Н.Е., Семилетов И.П. Теплопроводность донных отложений в районе губы Буор-Хая (шельф моря Лаптевых) // Криосфера Земли. 2013. Т. XVII. № 2. С. 32–40.
 11. Junker R., Grigoriev M.N., Kaul N. Non-contact infrared temperature measurements in dry permafrost boreholes // Journ. of Geophys. Research. 2008. V. 113. B04102. doi:10.1029/2007JB004946.
 12. Overduin P.P., Wetterich S., Günther F., Grigoriev M.N., Grosse G., Schirrmeister L., Hubberten H.-W., Makarov A. Coastal dynamics and submarine permafrost in shallow water of the central Laptev Sea, East Siberia // The Cryosphere. 2016. № 10. P. 1449–1462. doi:10.5194/tc-10-1449-2016.
 13. Rachold V., Bolshiyakov D.Y., Grigoriev M.N., Hubberten H.-W., Junker R., Kunitsky V.V., Merker F., Overduin P., Schneider W. Nearshore Arctic subsea permafrost in transition // EOS: Transactions of the American Geophysical Union. 2007. V. 88. № 13. P. 149–156.
 14. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам: Вып. 9. Ч. 1. Л.: Гидрометеоиздат, 1984. 311 с.
 15. Осокин Н.И., Сосновский А.В., Чернов Р.А. Влияние стратиграфии снежного покрова на его термическое сопротивление // Лёд и Снег. 2013. № 3 (123). С. 63–70. doi: 10.15356/2076-6734-2013-3-63-70.
 16. Harrison W.D., Ostercamp T.E. Heat and mass transport processes in subsea permafrost. 1. An analysis of molecular diffusion and its consequences // Journ. of Geophys. Research. 1978. V. 83. № C9. P. 4707–4712.
 17. Васильев В.И., Максимов А.М., Петров Е.Е., Цыпкин Г.Г. Теплоперенос в промерзающих и протаивающих грунтах. М.: Наука, Физматлит, 1997. 224 с.
 18. Электронный ресурс <http://www.geoprecision.com/en/products/temperature-string.html>
 19. Богородский П.В., Пнюшков А.В. Влияние роста припайного льда на промерзание лежащего под ним дна // Проблемы Арктики и Антарктики. 2011. Вып. 3 (89). С. 69–77.
 20. Макштас А.П. Тепловой баланс арктических льдов в зимний период. Л.: Гидрометеоиздат, 1984. 66 с.
 21. Назинцев Ю.Л., Панов В.В. Фазовый состав и теплофизические характеристики морского льда. СПб.: Гидрометеоиздат, 2000. 83 с.
 22. Гришин П.А. Температура замерзания засоленных грунтов // Тр. СОЮЗМОРНИИпроекта. 1963. № 3 (9). С. 84–91.
 - Arctic Ocean and its coast in the Cenozoic. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1970: 503–509. [In Russian].
 9. Cheverov V.G., Vidyapin I.Yu., Tumskoy V.E. The composition and properties of thermokarst lagoons deposits at the Bykovsky Peninsula. *Kriosfera Zemli*. Earth Cryosphere. 2007, XI (3): 44–50. [In Russian].
 10. Chuvilin E.M., Buhanov B.A., Tumskoy V.E., Shakhova N.E., Semiletov I.P. Thermal conductivity of bottom sediments in the region of Buor-Haya Bay (shelf of the Laptev Sea). *Kriosfera Zemli*. Earth Cryosphere. 2013, XVII (2): 32–40. [In Russian].
 11. Junker R., Grigoriev M.N., Kaul N. Non-contact infrared temperature measurements in dry permafrost boreholes. *Journ. of Geophys. Research*. 2008, 113 (B04102). doi: 10.1029/2007JB004946.
 12. Overduin P.P., Wetterich S., Günther F., Grigoriev M.N., Grosse G., Schirrmeister L., Hubberten H.-W., Makarov A. Coastal dynamics and submarine permafrost in shallow water of the central Laptev Sea, East Siberia. *The Cryosphere*. 2016, 10: 1449–1462. doi: 10.5194/tc-10-1449-2016.
 13. Rachold V., Bolshiyakov D.Y., Grigoriev M.N., Hubberten H.-W., Junker R., Kunitsky V.V., Merker F., Overduin P., Schneider W. Nearshore Arctic subsea permafrost in transition. *EOS: Transactions of the American Geophysical Union*. 2007, 88 (13): 149–156.
 14. *Nastavlenie po gidrometeorologicheskim stantsiyam i postam*. Manual to Hydrometeorological Stations and Posts. V. 9. Is. 1. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1984: 311 p. [In Russian].
 15. Osokin N.I., Sosnovsky A.V., Chernov R.A. Influence of snow cover stratigraphy on its thermal resistance. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2013, 3 (123): 63–70. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2013-3-63-70.
 16. Harrison W.D., Ostercamp T.E. Heat and mass transport processes in subsea permafrost. 1. An analysis of molecular diffusion and its consequences. *Journ. of Geophys. Research*, 1978, 83 (C9): 4707–4712.
 17. Vasil'ev V.I., Maksimov A.M., Petrov E.E., Tsyppin G.G. *Teplomassoperenos v promerzayushchih i protaivayushchih gruntah*. Heat and Mass Transfer in Freezing and Thawing Grounds. Moscow: Nauka, Fizmatlit. Physical and mathematical literature, 1997: 224 p. [In Russian].
 18. URL <http://www.geoprecision.com/en/products/temperature-string.html>
 19. Bogorodskiy P.V., Pnyushkov A.V. Impact of Arctic land fast-ice growth on subwater ground freezing. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of Arctic and Antarctic. 2011, 3 (89): 69–77. [In Russian].
 20. Makshtas A.P. *Teplovoy balans arkticheskikh l'dov v zimniy period*. The heat balance of Arctic sea ice in the winter period. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1984: 66 p. [In Russian].
 21. Nazintsev Yu.L., Panov V.V. *Fazovyy sostav i teplofizicheskie karakteristiki morskogo l'da*. Phase composition and thermal characteristics of the sea ice. St.-Petersburg: Gidrometeoizdat, 2000: 83 p. [In Russian].
 22. Grishin P.A. The freezing temperature of saline soils. *Trudy SOYUZMORNIIproekta*. The works of the SOYUZMORNIIproekt. 1963, 3 (9): 84–91. [In Russian].

Ледовый режим озёр Забайкалья в условиях современного потепления

© 2018 г. В.К. Смахтин

Российский научно-исследовательский институт комплексного использования и охраны водных ресурсов,
Екатеринбург, Россия
cvk89@mail.ru

Ice regime of Transbaikalia lakes in the present-day warming

V.K. Smakhtin

Russian Research Institute for Integrated Water Management and Protection, Ekaterinburg, Russia
cvk89@mail.ru

Received May 19, 2017

Accepted November 15, 2017

Keywords: *air temperature, climate change, duration of freeze-up, lakes of Transbaikalia, thickness of ice.***Summary**

The problem of the climate change impact on the ice regime of lakes has become topical in view of the revealed (observed) shortening of the freeze-up duration and a decrease in the ice thickness for many years. The relationship between timing and duration of the ice events and climate characteristics had been found. The influence of climate change on the ice regime in the Transbaikalia was previously estimated by the example of the Ivano-Arakhley lakes. In this work we determined the trends of changes of the following parameters: air temperature, the duration of freeze-up and the maximal ice thickness as well as the reliability of these trends on lakes Arakhley, Shakshinsky, Bolshoy Leprindo, Gusinoye, Baunt, Sosnovoye. The least-squares method was used to determine the long-term trends; consistency of the changes in the studied characteristics was evaluated by means of the correlation analysis. The significance of the trends and correlation coefficients was evaluated using Student's *t*-statistics.

Citation: Smakhtin V.K. Ice regime of Transbaikalia lakes in the present-day warming. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2018. 58 (2): 225–230. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2018-2-225-230

Поступила 10 мая 2017 г.

Принята к печати 15 ноября 2017 г.

Ключевые слова: *изменения климата, озёра Забайкалья, продолжительность ледостава, температура воздуха, толщина льда.*

Оценено влияние изменений климата на ледовый режим озёр Забайкалья с 1975 по 2012 г. Современная тенденция повышения температуры воздуха влияет на даты начала и окончания ледостава, формирование максимальной толщины льда и его прирост. Продолжительность ледостава и максимальная толщина льда за многолетний период уменьшились.

Введение

Проблема влияния изменений климата на ледовый режим озёр стала актуальной в связи с установленным сокращением продолжительности ледостава и уменьшением толщины льда в течение длительного времени [1]. Отечественными исследователями также оценено изменение продолжительности ледостава и максимальной толщины ледяного покрова по данным пунктов наблюдений в разных частях страны [2] и установлена связь характерных сроков и продолжительности ледовых явлений с климатическими характеристиками [3]. В Забайкалье влияние изменений климата на ледовый режим оценивалось на примере Иваново-Арахлейских озёр [4], где отмечались сокращение периода с ледовыми явлениями и уменьшение

толщины льда. Цель настоящего исследования – оценить влияние изменений климата на ледовый режим озёр Забайкалья. Для этого необходимо было: а) определить тенденции изменения температуры воздуха, продолжительности ледостава и максимальной толщины льда, а также установить достоверность этих тенденций; б) выяснить влияние температуры воздуха на продолжительность ледостава и максимальную толщину льда.

Материалы и методы исследования

Исследования выполнены по данным государственной наблюдательной сети Росгидромета. В качестве объекта исследования выбраны озёра Забайкалья: Арахлей, Шакшинское, Большое Ле-

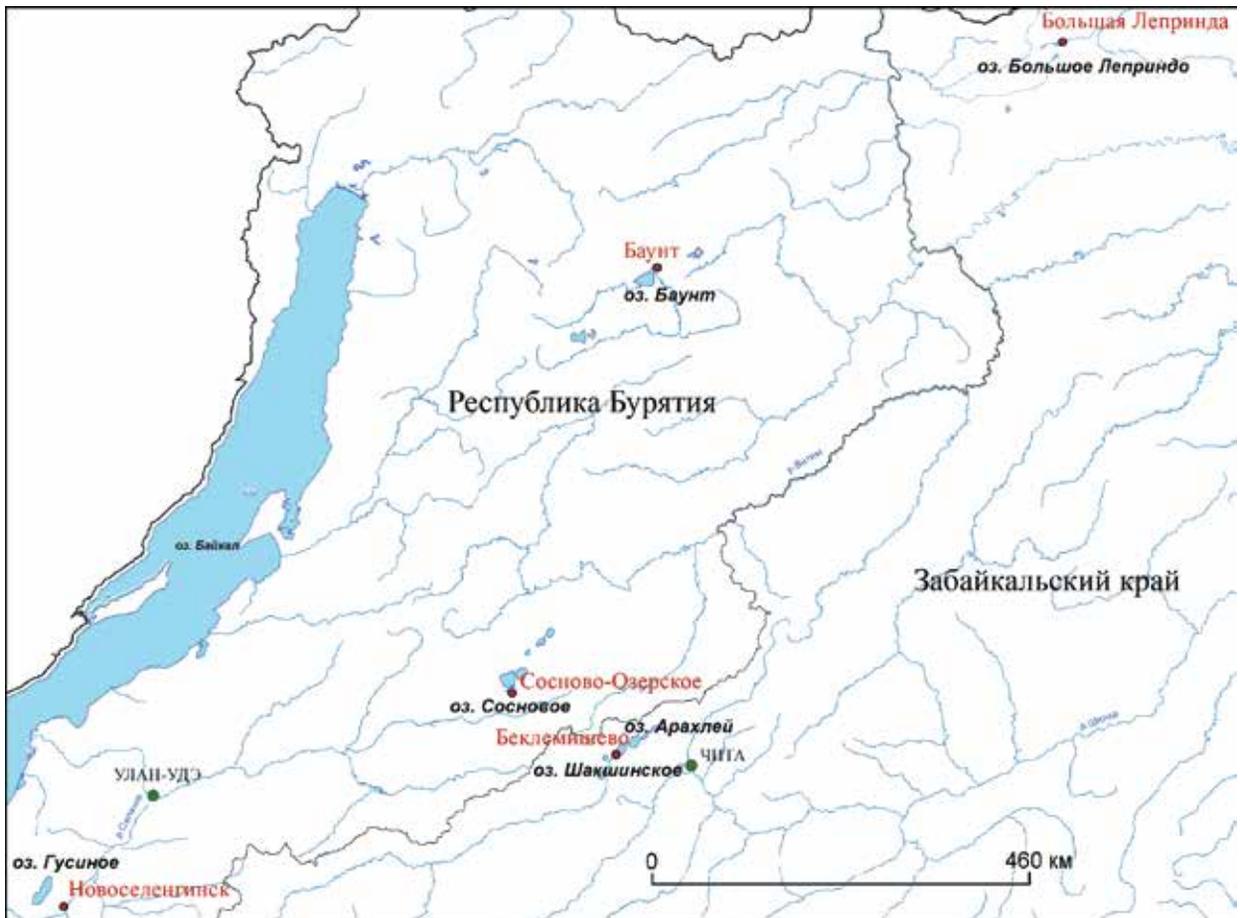


Рис. 1. Схема расположения исследуемых озёр Забайкалья и ближайших к ним ГМС
Fig. 1. Scheme of location of the investigated lakes in Transbaikalia and the nearest meteorological stations

принодо, Гусиное, Баунт, Сосновое (рис. 1). Оценка проводилась за период с 1975 по 2012 г., так как именно с середины 1970-х годов отмечается наиболее интенсивное потепление [5]. Задействованы данные о температуре воздуха 47 метеорологических станций (ГМС). Рассматриваемые озёра находятся в зоне резко континентального климата. Для водного режима характерен подъём воды за счёт выпадения атмосферных осадков летом. Максимальных значений уровень воды достигает в августе, на оз. Большое Леприндо – в июле. Половодье не выражено. Меженный период начинается с октября и длится до апреля. Для выявления многолетних тенденций применялся метод наименьших квадратов; согласованность изменений исследуемых характеристик оценивалась с помощью корреляционного анализа [6]. Оценка значимости трендов и коэффициентов корреляции [7] выполнялась с использованием *t*-статистики Стьюдента.

Результаты исследования и обсуждение

Средняя годовая температура воздуха с 1975 по 2012 г. на территории Забайкалья изменялась от 0 °С на юге и юго-западе (ГМС Кяхта 0,6 °С, Мангут –0,1 °С) до –7,0 ÷ –9,0 °С на северо-востоке (ГМС Чара –7,0 °С, Катугино –9,4 °С). В многолетнем колебании средняя годовая температура воздуха характеризуется положительными трендами, наибольшая часть которых (43 ГМС из 47) достоверны при 5%-м уровне значимости. Максимальное увеличение средней годово́й температуры воздуха с 1975 по 2012 г. отмечено в Чите (2,3 °С), минимальное – в Багдарине (0,3 °С). Начало ледостава озёр Забайкалья в среднем приходится на конец октября – начало ноября, окончание – на конец мая – начало июня. Следовательно, температуру воздуха, влияющую на ледовый режим озёр, необходимо было анализировать за период с октября по июнь.

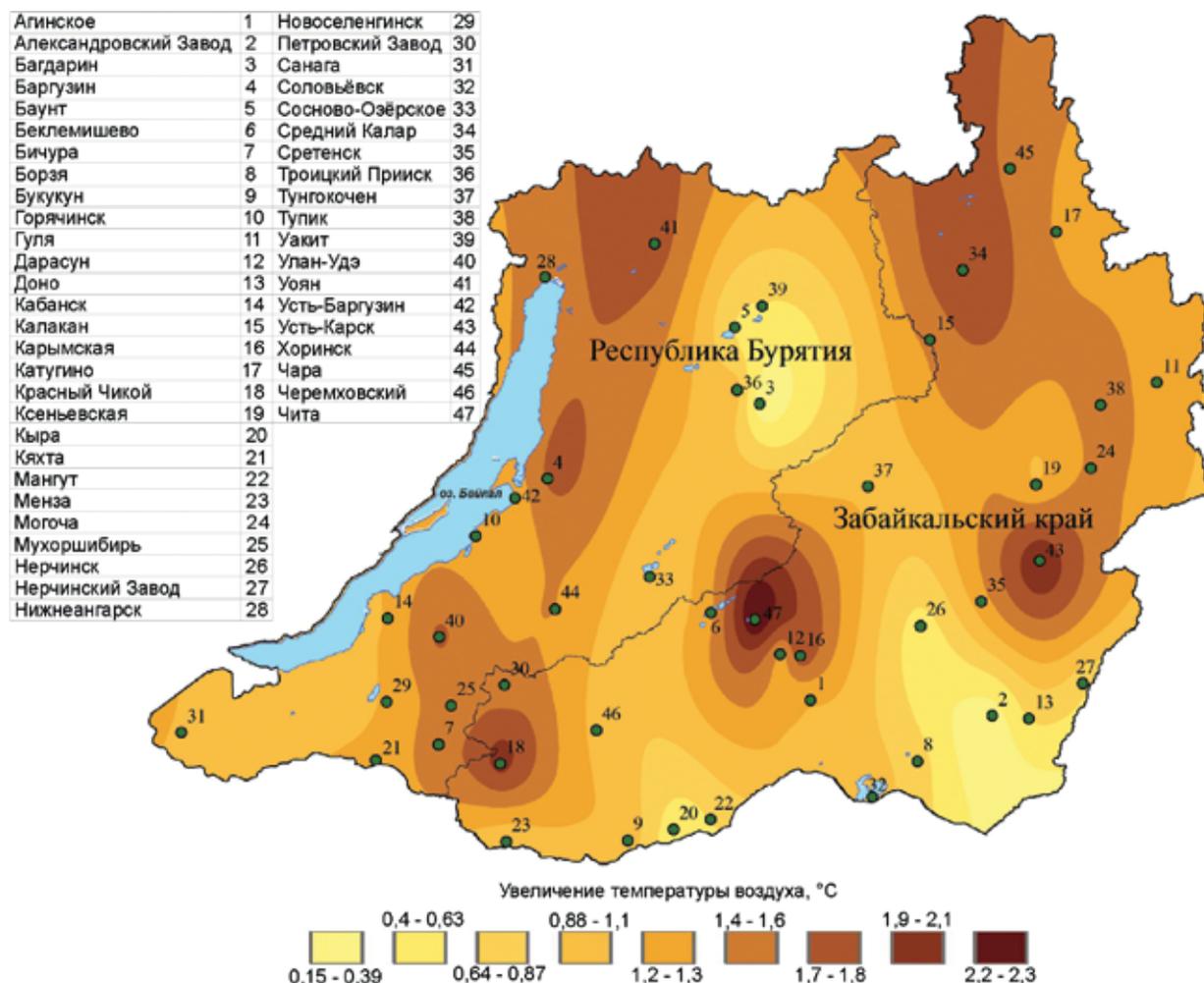


Рис. 2. Распределение по территории Забайкалья изменения средней температуры воздуха за период октябрь–июнь с 1975 по 2012 г. по данным 47 ГМС

Fig. 2. The distribution of the average temperature of the Transbaikalian territory over the period October–June from 1975 to 2012 according to the information of 47 meteorological stations

Средняя температура воздуха за октябрь–июнь с 1975 по 2012 г. несколько возрастает. Значительное увеличение (на 1,7–1,8 °С) отмечается в районе озёр Арахлей, Шакшинское и Большое Леприндо. Для озёр Гусиное и Сосновое рост за многолетний период составляет 0,88–1,1 °С, в районе расположения оз. Баунт – 0,67–0,87 °С. Распределение трендов по территории Забайкалья показано на рис. 2.

При анализе температуры воздуха в декабре установлено, что за многолетний период она снизилась по 46 ГМС. В январе температура воздуха возросла по 29 ГМС, а снизилась – по 18 ГМС. В феврале температура воздуха увеличилась на всех 47 ГМС. В среднем по Забайкалью с 1975 по 2012 г. температура воздуха за октябрь–июнь по-

высилась на 1,2 °С (рис. 3), данный тренд достоверен при 5%-м уровне значимости.

Продолжительность ледостава озёр Забайкалья изменяется от 165 дней в юго-западной части территории (оз. Гусиное) до 226 дней на северо-востоке (оз. Большое Леприндо). Ряды продолжительности ледостава достаточно согласованы между собой (табл. 1), средний коэффициент корреляции равен 0,44. Наименьшей согласованностью характеризуется изменение продолжительности ледостава озёр Арахлей и Большое Леприндо ($R = 0,13$), наибольшей – озёр Шакшинское и Сосновое ($R = 0,79$).

Максимальная *толщина льда* меняется по территории от 137 см (оз. Гусиное) до 166 см (оз. Баунт). При оценке изменения рядов мак-

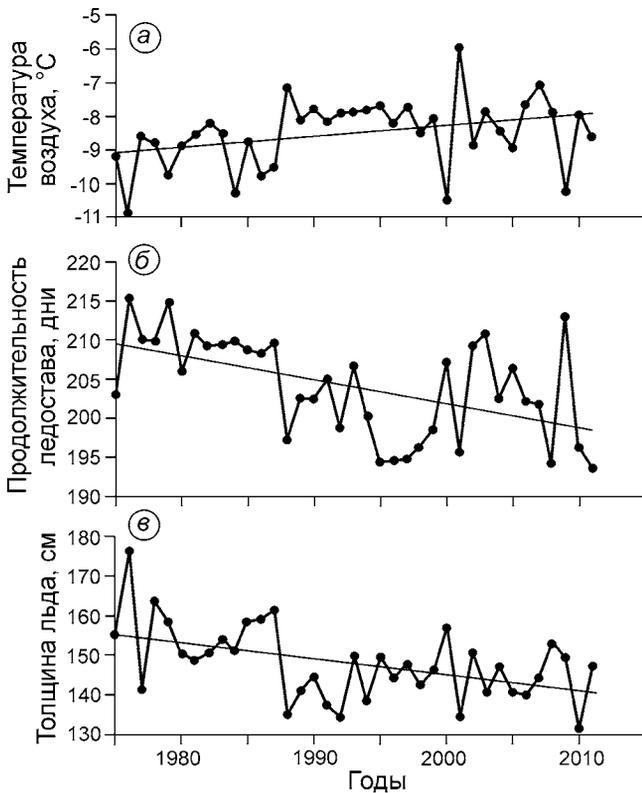


Рис. 3. Изменение параметров за многолетний период по озёрам Забайкалья: *а* – средней температуры воздуха за период октябрь–июнь; *б* – средней продолжительности ледостава; *в* – средней максимальной толщины льда; прямая – линия тренда

Fig. 3. Changes parameters over a long period of time along the lakes of the Transbaikal: *a* – the average air temperature over the period October–June; *b* – the average duration of the freeze-up; *v* – the average maximum thickness of ice; straight line shows the trend

симальной толщины льда не выявлено выраженной согласованности: 93% коэффициентов корреляции не относятся к значимым. Согласованность проявилась только между рядами максимальной толщины льда озёр Шакшинское и Арахлей ($R = 0,42$).

Для оценки влияния изменений климата на продолжительность ледостава и максимальную толщину льда озёр Забайкалья использовались данные о температуре воздуха по ГМС, расположенным либо на берегу озёр, либо в непосредственной близости от них: Беклемишево (для озёр Арахлей и Шакшинское), Большая Лепринда (оз. Большое Леприндо), Новоселенгинск (оз. Гусиное), Баунт (оз. Баунт), Сосново-Озерское (оз. Сосновое). Рассчитаны коэффициенты корреляции (табл. 2) между датами начала

Таблица 1. Коэффициент корреляции между рядами изменения продолжительности ледостава за период с 1975 по 2012 г.

Озеро	Арахлей	Шакшинское	Леприндо	Гусиное	Баунт
Шакшинское	0,63				
Бол. Леприндо	0,13	0,38			
Гусиное	0,29	0,41	0,47		
Баунт	0,41	0,56	0,31	0,49	
Сосновое	0,50	0,79	0,32	0,31	0,59

ледостава и температурой воздуха в октябре R_1 , а также между датами окончания ледостава и температурой воздуха в апреле (для оз. Большое Леприндо в мае) R_2 . Все коэффициенты корреляции – значимые, следовательно, температура воздуха сильно влияет на продолжительность ледостава. После установления ледостава в октябре–ноябре на озёрах Забайкалья лёд начинает нарастать наиболее интенсивно. На конец ноября приходится 35% максимальной толщины льда. В последующие месяцы прирост льда происходит с последовательным затуханием интенсивности: в декабре – 23%, январе – 21%, феврале – 15%, марте – 6%. В среднем, по озёрам Забайкалья максимальных значений толщина льда достигает в марте, затем лёд начинает таять.

Основное влияние на формирование максимальной толщины льда оказала температура воздуха в феврале. Коэффициент корреляции между изменением максимальной толщины льда и изменением средней температуры воздуха в феврале по озёрам был равен: Шакшинское $-0,28$; Большое Леприндо $-0,47$; Сосновое $-0,31$; Гусиное $-0,28$. По озёрам Арахлей и Баунт коэффициенты корреляции незначимы. При анализе изменения рядов суммы отрицательных температур на изменение максимальной толщины льда коэффициенты корреляции по озёрам составили: Шакшинское $-0,30$; Большое Леприндо $-0,52$; Сосновое $-0,40$, Гусиное $-0,42$. По озёрам Арахлей и Баунт коэффициенты корреляции равны $-0,09$ и $-0,08$ соответственно.

При оценке влияния температуры воздуха на месячный прирост толщины льда установлено, что основное значение имеет температура в марте и апреле. Коэффициент корреляции между изменением средней температуры воздуха в апреле и изменением прироста толщины льда в этом месяце равен по озёрам: Шакшинское $-0,57$,

Таблица 2. Коэффициенты корреляции зависимости изменения дат начала и окончания ледостава от температуры воздуха за период с 1975 по 2012 г.*

Озеро	R_1	R_2
Арахлей	0,74	-0,49
Шакшинское	0,56	-0,74
Бол. Леприндо	0,36	-0,62
Гусиное	0,49	-0,55
Баунт	0,76	-0,41
Сосновое	0,57	-0,39

* R_1 – коэффициент корреляции между датами начала ледостава и температурой воздуха в октябре; R_2 – коэффициент корреляции между датами окончания ледостава и температурой воздуха в апреле (для оз. Большое Леприндо – в мае).

Арахлей -0,30, Большое Леприндо -0,35, Баунт -0,28. По озёрам Сосновое и Гусиное коэффициенты корреляции незначимы. Коэффициент корреляции между изменением средней температуры воздуха в марте и приростом толщины льда за этот период составляет: по озёрам Шакшинское -0,41, Арахлей -0,36, Большое Леприндо -0,29, Баунт -0,63, Сосновое -0,72; по оз. Гусиное коэффициент корреляции незначимы.

Средние даты достижения максимальной толщины льда по озёрам следующие: Баунт – 6 апреля; Гусиное – 13 марта; Большое Леприндо и Шакшинское – 25 марта; Сосновое – 28 марта; Арахлей – 29 марта. Дата достижения максимальных значений толщины льда сместилась по озёрам следующим образом: Большое Леприндо – на 27 дней, Шакшинское – на 25 дней, Баунт – на 2 дня, Арахлей – на 1 день в сторону более позднего наступления; по оз. Гусиное – на 17 дней в сторону более раннего наступления, по оз. Сосновое смещения не произошло.

Анализ изменения *прироста толщины льда* по месяцам за многолетний период показал следующее: на озёрах Шакшинское и Сосновое прироста льда с декабря по апрель уменьшался, а на оз. Арахлей в феврале и марте, наоборот, увеличивался. По оз. Большое Леприндо в декабре, январе и феврале тренд положительный, в марте и апреле – отрицательный. По оз. Баунт отрицательные тренды отмечаются в феврале и апреле; по оз. Гусиное в декабре и январе тренд отрицательный, а в феврале и марте – положительный (табл. 3).

В рассматриваемые годы отмечается уменьшение *продолжительности ледостава* (табл. 4).

Таблица 3. Смещение дат (дни) нарастания толщины льда по месяцам за период с 1975 по 2012 г.

Озеро	Декабрь	Январь	Февраль	Март	Апрель
Шакшинское	-5	-26	-11	-13	-59
Арахлей	-13	-14	2	7	-14
Бол. Леприндо	14	8	2	-16	-16
Баунт	3	2	-13	8	-19
Сосновое	-1	-3	-14	-5	-35
Гусиное	-	-1	-7	12	16

Даты начала ледостава в среднем по озёрам Забайкалья сместились в сторону более позднего замерзания на четыре дня, даты окончания ледостава – в сторону более раннего разрушения на семь дней. Максимальным уменьшением продолжительности ледостава характеризуется оз. Большое Леприндо (22 дня), минимальным – оз. Гусиное (6 дней). Тренд по оз. Гусиному не достоверен при 5%-м уровне значимости, все остальные – достоверны. В среднем по озёрам Забайкалья за 38 лет продолжительность ледостава сократилась на 11 дней.

Большинство озёр характеризуется достоверными отрицательными трендами изменения максимальной толщины льда (см. табл. 4). Так, за многолетний период на оз. Шакшинское уменьшение составило 53 см, а на оз. Сосновое – 23 см. Положительный тренд отмечается лишь на оз. Гусиное: здесь за период с 1975 по 2012 г. максимальная толщина льда увеличилась на 22 см, причём этот тренд достоверен. В среднем по озёрам Забайкалья за 38 лет максимальная толщина льда уменьшается. Многолетние колебания средней температуры воздуха за октябрь–июнь и изменения продолжительности ледостава и максимальной толщины льда имеют разнонаправленные тенденции (см. рис. 3).

Выводы

С 1975 по 2012 г. температура воздуха за октябрь–июнь возросла на 1,2 °С. Ледостав на озёрах Забайкалья происходил на четыре дня позже, а вскрывались озёра ото льда на семь дней раньше, т.е. продолжительность ледостава в среднем сократилась на 11 дней. Несколько уменьшилась и максимальная толщина льда. Эти тренды достоверны при 5%-м уровне значимости.

Таблица 4. Изменение продолжительности ледостава и максимальной толщины льда на озёрах Забайкалья за период с 1975 по 2012 г.

Озеро	Смещение дат начала ледостава в сторону более позднего замерзания, дни	Смещение дат окончания ледостава в сторону более раннего разрушения, дни	Средняя продолжительность ледостава, дни	Уменьшение продолжительности ледостава, дни (значимое/незначимое)	Максимальная толщина льда, см	Изменение максимальной толщины льда за 1975–2012 гг., см (значимое/незначимое)
Арахлей	4	6	201	10(знач.)	141	–20(знач.)
Шакшинское	3	7	209	10(знач.)	141	–53(знач.)
Бол. Леприндо	11	11	226	22(знач.)	159	–11(незнач.)
Гусиное	4	2	165	6(незнач.)	137	22(знач.)
Баунт	2	6	213	8(знач.)	166	–7(незнач.)
Сосновое	4	7	211	11(знач.)	143	–23(знач.)

Температура воздуха в октябре оказывает влияние на даты начала ледостава ($0,36 \leq R \leq 0,76$), а в апреле–мае – на даты окончания ледостава ($-0,39 \leq R \leq -0,74$). Формирование максимальной толщины льда обусловлено многолетним изменением температуры в феврале ($-0,28 \leq R \leq -0,47$). Влияние температуры воз-

духа подтверждается также коэффициентами корреляции между изменением суммы отрицательных температур холодного периода и изменением рядов максимальной толщины льда ($-0,30 \leq R \leq -0,52$). Значительно воздействует на таяние льда температура воздуха в марте ($-0,28 \leq R \leq -0,57$) и апреле ($-0,29 \leq R \leq -0,72$).

Литература

1. Magnuson J.J., Robertson D.M., Benson B.J., Wynne R.H., Livingston D.M., Arai T., Assel R.A., Barry R.G., Card V., Kuusisto E., Granin N.G., Prowse T.D., Stewart K.M., Vuglinski V.S. Historical trends in lake and river ice cover in the Northern Hemisphere // Science. 2000. V. 289. P. 1743–1746.
2. Вуглинский В.С. Оценка изменений характеристик ледового режима водных объектов для различных регионов страны в современных климатических условиях // Вестн. Санкт-Петербургского ун-та. Сер. 7. Геология. География. 2014. № 3. С. 32–45.
3. Сало Ю.А., Назарова Л.Е. Многолетняя изменчивость ледового режима Онежского озера в условиях нестационарности регионального климата // Изв. Русского геогр. об-ва. 2011. Т. 143. № 3. С. 50–54.
4. Обязов В.А. Гидрологический режим озер Забайкалья в условиях меняющегося климата (на примере Ивано-Арахлейских озер) // Водное хозяйство России: проблемы, технологии, управление. 2011. № 3. С. 4–14.
5. Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. М.: изд. Росгидромета, 2014. 1009 с.
6. Сикан А.В. Методы статистической обработки гидрометеорологической информации. СПб.: изд. РГГМУ, 2007. 279 с.
7. Кобзарь А.И. Прикладная математическая статистика. М.: Физматлит, 2006. 814 с.

References

1. Magnuson J.J., Robertson D.M., Benson B.J., Wynne R.H., Livingston D.M., Arai T., Assel R.A., Barry R.G., Card V., Kuusisto E., Granin N.G., Prowse T.D., Stewart K.M., Vuglinski V.S. Historical trends in lake and river ice cover in the Northern Hemisphere. Science. 2000, 289: 1743–1746.
2. Vuglinskiy V.S. Assessment of change in water bodies ice regime characteristics for different regions of the country in modern climate conditions. Vestnik Sankt-Petersburgskogo universiteta. Seriya 7. Geologiya. Geografiya. Herald of the Saint Petersburg University. Series 7. Geology. Geography. 2014, 3: 32–45. [In Russian].
3. Salo Yu.A., Nazarova L.E. Multiannual variability of the Onega lake ice regime in conditions of variability of regional climate. Izvestiya Russkogo geograficheskogo obshchestva. Proc. of the Russian Geographical Society. 2011, 143 (3): 50–54. [In Russian].
4. Obiazov V.A. Hydrological regime of the Trans-Baikal lakes in the conditions of the changing climate (Ivano-Arakhleysky lakes as a study case). Vodnoe hozyaystvo Rossii: problemy, tehnologii, upravlenie. 2011, 3: 4–14. [In Russian].
5. Vtoroy otsenochnyi doklad Rosgidrometa ob izmeneniyakh klimata i ikh posledstviyakh na territorii Rossiyskoy Federatsii. Second estimation report on climate changes and their consequences on the territory of Russian Federation. Moscow: Roshydromet, 2014: 1009 p. [In Russian].
6. Sikan A.V. Metody statisticheskoy obrabotki gidrometeorologicheskoy informatsii. Methods of statistical processing of hydrometeorological information. St. Petersburg: Russian State Hydrometeorological University, 2007: 279 p. [In Russian].
7. Kobzar' A.I. Prikladnaya matematicheskaya statistika. Applied mathematical statistics. Moscow: Fizmatlit, 2006. 814 p. [In Russian].

Палеогляциология

УДК551.511

doi: 10.15356/2076-6734-2018-2-231-242

Влияние рифтовых зон и термокарстовых озёр на формирование субаквальной мерзлоты и зоны стабильности метаногидратов шельфа моря Лаптевых в плейстоцене

© 2018 г. В.В. Малахова^{1*}, А.В. Елисеев²⁻⁴¹Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия;²Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; ³Институт физики атмосферы имени А.М. Обухова РАН, Москва, Россия; ⁴Казанский федеральный университет, Казань, Россия

*malax@sscc.ru

Influence of rift zones and thermokarst lakes on the formation of subaqueous permafrost and the stability zone of methane hydrates of the Laptev Sea shelf in the Pleistocene

V.V. Malakhova^{1*}, A.V. Eliseev²⁻⁴¹Institute of Numerical Mathematics and Mathematical Geophysics, Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia;²Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; ³Obukhov Institute of Atmospheric Physics of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia; ⁴Kazan Federal University, Kazan, Russia

*malax@sscc.ru

Received August 1, 2017

Accepted January 19, 2018

Keywords: Arctic shelf, glacial cycles, methane hydrates, permafrost, thermokarst lakes.

Summary

This paper presents results of the analysis of the influence of talik zones associated with thermokarst lakes and processes in rift zones on the dynamics of subaqueous permafrost and zones of stability of methane hydrates for conditions of the Laptev Sea shelf. The model of thermophysical processes in the bottom sediments together with the scenario of climate change on the Arctic shelf for the last 400 thousand years (kyr) were used. Typical value of geothermal heat flux for the most part of the shelf and for the shallow shelf (with the present-day depth of ≤ 50 m) is estimated as 60 mW/m^2 . It is shown that with this value the duration of the interglacials and the corresponding ocean transgression periods is not sufficient for the complete degradation of permafrost and destruction of the gas hydrates. For a deeper shelf, however, the complete disappearance of the stability zone of the methane hydrates is possible during the interglacial periods. In the areas of oceanic faults (rifts), higher values of the deep heat flux increase rates of degradation of the underwater permafrost rocks in the interglacial periods as compared with the condition when the heat flux is 60 mW/m^2 . Intensification of degradation of the subsea permafrost is manifested in areas where thermokarst lakes arise, but here it is associated with the temperature rise at the upper boundary of the bottom sediments. The presence of the rift zones and/or the thermokarst lakes promotes decreasing of the present-day thickness of the permafrost, and simultaneous impact of these two factors can lead to a through thawing of the shelf in the interglacials (including Holocene).

Citation: Malakhova V.V., Eliseev A.V. Influence of rift zones and thermokarst lakes on the formation of subaqueous permafrost and the stability zone of methane hydrates of the Laptev Sea shelf in the Pleistocene. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2018. 58 (2): 231–242. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2018-2-231-242

Поступила 1 августа 2017 г.

Принята к печати 19 января 2018 г.

Ключевые слова: арктический шельф, гидраты метана, ледниковые циклы, многолетнемёрзлые породы, термокарстовые озёра.

Проведён модельный анализ характеристик многолетнемёрзлых пород и зоны стабильности газовых гидратов на арктическом шельфе для последних 400 тыс. лет. При интенсивности геотермического потока 60 мВт/м^2 для мелководного шельфа (с современной глубиной моря ≤ 50 м) продолжительность межледниковий и соответствующих периодов трансгрессии океана недостаточна для полной деградации многолетнемёрзлых пород и разрушения газогидратов. При более глубоководном шельфе возможно полное исчезновение зоны стабильности газовых гидратов во время межледниковий.

Введение

Существование многолетнемёрзлых пород (субаквальной мерзлоты) мощностью до нескольких сотен метров в пределах мелководных шельфов морей Северного Ледовитого океана создаёт условия для образования газогидратных залежей на шельфе с небольшой современной глубиной моря (до 100 м) [1, 2]. Субаквальная мерзлота формировалась во время оледенений плейстоцена, когда шельф обнажался в результате океанической регрессии. В межледниковья во время трансгрессии океана мёрзлые толщи разрушаются под относительно тёплыми и солёными морскими водами, что может вызывать нарушение термодинамических условий существования газовых гидратов.

По данным исследований последних лет установлена повышенная концентрация метана в морской воде и атмосфере Арктики [3]. Одна из возможных причин этого – выделение метана при оттаивании многолетнемёрзлых пород (ММП) шельфа и соответствующем разрушении газогидратных залежей в результате современного потепления климата [4]. Однако временной масштаб распространения теплового сигнала в донных отложениях мощностью несколько сотен метров составляет от нескольких тысяч лет [1, 5] до 15 тыс. лет [6]. Следовательно, повышенные концентрации метана в Арктике могут быть связаны с оттаиванием нижних горизонтов мёрзлых толщ шельфа и соответствующим потоком метана из глубинных слоёв донных отложений [7, 8].

На шельфе восточных арктических морей России эмиссия метана может быть также обусловлена развитием субмаринных таликов. Сформированные в голоцене талики под термокарстовыми озёрами приводят к более быстрым темпам деградации мёрзлых пород после затопления их морем [9–11]. На шельфе, в зонах активных разломов (рифтов) могут возникать и сквозные талики, связанные с аномально большими значениями геотермического потока [12]. Рифтовые системы известны и в Чукотском море [13], и в море Лаптевых [12]. По данным работы [14], восточно-сибирская рифтогенная впадина занимает большую часть Восточно-Сибирского моря.

Цель данной работы – моделирование влияния таликовых зон, связанных с термокарстовыми озёрами, и процессов в рифтовых районах на динамику субаквальных многолетнемёрзлых пород и

зону стабильности газовых гидратов (ЗСГГ) в условиях климатических изменений на территории шельфа моря Лаптевых на протяжении последних четырёх ледниковых циклов. В этом регионе газовые гидраты могут существовать в условиях субаквальной мерзлоты [1, 2, 7].

Термофизические свойства донных отложений характеризуются заметными региональными особенностями [1]. В настоящее время учитывать эти особенности сложно ввиду неполноты существующих измерений. В связи с этим в настоящей работе поставлены идеализированные численные эксперименты с моделью теплофизических процессов в донных отложениях, цель которых – общий анализ физических условий формирования многолетнемёрзлого состояния пород донных отложений, а также частичной или полной деградации такого состояния, в том числе возникновения сквозного талика. В работе анализируются два возможных механизма, интенсифицирующих деградацию многолетнемёрзлых пород – большие значения интенсивности геотермического потока тепла в рифтовых зонах и увеличение температуры на верхней границе обнажённого (при океанических регрессиях) шельфа за счёт возможного формирования термокарстовых озёр. Такие озёра могли существовать перед началом трансгрессии на осушенном шельфе [10].

Специально отметим, что, несмотря на использование ряда параметров, характерных для шельфа моря Лаптевых, идеализированная постановка численных экспериментов в данной работе делает нецелесообразным явную географическую привязку полученных результатов

Численные эксперименты

Модель теплофизических процессов в донных отложениях и в зоне стабильности газовых гидратов. В работе используется данная модель [15, 16]. Распределение температуры в донных отложениях вычисляется как решение нестационарного одномерного уравнения теплопроводности

$$C_i \partial T / \partial t = (\partial / \partial z) (\lambda_i \partial T / \partial z), \quad (1)$$

где C_i – объёмная теплоёмкость грунта на единицу площади; T – температура грунта; t – время; z – глубина (отсчитываемая от верхней границы дон-

ных отложений); λ_i – коэффициент теплопроводности грунта, нижний индекс i принимает значение «М» (мёрзлый грунт) или «Т» (талый грунт).

Температура на границе между мёрзлыми и талыми породами $z = z_F$ равна температуре замерзания воды с учётом её солёности:

$$T = T_F. \quad (2)$$

Приведём условие Стефана для подвижной границы раздела фаз воды $z = z_F$:

$$\lambda_T (\partial T / \partial z)_T - \lambda_M (\partial T / \partial z)_M = LW \partial z_F / \partial t, \quad (3)$$

где L – удельная теплота замерзания и таяния воды в порах грунта; W – его влагосодержание (в долях от полного объёма грунта); нижние индексы «Т» и «М» у градиентов температуры указывают, что они вычисляются в талом и мёрзлом слоях грунта соответственно.

Температура верхней границы донных отложений ($z = 0$)

$$T = T_B. \quad (4)$$

На нижней границе расчётного домена донных отложений ($z = H_S$) задаётся геотермический поток G :

$$G = \lambda_T \partial T / \partial z. \quad (5)$$

При этом считается, что H_S достаточно велика, чтобы здесь на протяжении всего расчётного времени не формировалась субквальная мерзлота. В настоящей работе $H_S = 1500$ м. Считается, что донные отложения насыщены влагой и содержание воды в каждом слое равно его пористости. Изменение солёности поровой влаги в порах донных отложений шельфа в модели не учитывается. Это изменение можно учесть подобно, рассмотренному в работах [5, 7]. Однако в исследовании [5] при затоплении шельфа даже на расстоянии 300 км от берега (в [5] оно соответствует глубине моря на шельфе $H_B = 50$ м) на уровне 40 м под дном солёность поровой влаги донных отложений не превышает 4%. Ниже 50–70 м от поверхности дна солёность поровых вод составляет 0,4–1%. Это соответствует температуре замерзания поровых вод $T_F \geq -1$ °С. В расчётах мы принимаем $T_F = -1$ °С. Использование температуры замерзания -1 °С не позволяет нам определить географические особенности распределения ММП, но даёт возможность исключить часть донных отложений, которые

могут находиться в талом состоянии при засолении поровых вод, например, в результате предыдущих трансгрессий [5].

Уравнения (1)–(5) решаются методом прогонки на дискретной вычислительной сетке с вертикальным шагом 0,5 м. Одновременно с вычислением температуры донных отложений в модели вычисляются положения границ зоны стабильности газогидратов метана. При этом используются соотношения из модели TOUGH+HYDRATE [17].

Постановка численных экспериментов. Вычисления проведены для интервала от 400 тыс. лет назад (л.н.) до настоящего времени. При задании начальных условий предполагается, что шельф находится под уровнем моря и мёрзлые породы отсутствуют. Начальное распределение температуры в донных отложениях рассчитывается из соотношения

$$T(z_j, t = 0) = T(z_{j-1}, t = 0) + (z_j - z_{j-1})G/\lambda_j,$$

где j – номер расчётного уровня ($j = 1, \dots, N$, при $j = 1$; $z_0 = 0$ – поверхность дна, при $j = N$, $z_N = H_S$).

Температура поверхности $T_B = T(z_0, t)$ в расчётах задаётся в виде $T_B = T_W$ в периоды океанических трансгрессий (T_W – температура придонной воды на шельфе моря Лаптевых). Принимается, что после затопления шельфа морем температура морской воды существенно не отличается от современной, соответствует среднегодовым значениям для моря Лаптевых [8], зависит от координат и меняется от берега в сторону бровки шельфа следующим образом:

1) $T_W = -1,3$ °С при $H_B = 10$ м; $-1,4$ °С при 20 м; $-1,5$ °С при 30 м; $-1,7$ °С при 50 м; $-1,8$ °С при 70 м и $-1,9$ °С при 100 м;

2) $T_B = T_G + T_V(t)$, если шельф обнажён (т.е. в периоды регрессий океана), где $T_G = -12$ °С – среднегодовая температура приземного воздуха на шельфе моря Лаптевых [18], а $T_V(t)$ – отклонение температуры от её современного значения по данным бурения на станции Восток (Антарктида) [19]. При этом несинхронность аномалий температуры в плейстоцене между Арктикой и Антарктикой, которая может достигать 1,5 тыс. лет [20], не учитывается. Вместе с тем для максимума последнего оледенения (21 тыс. л.н.) T_V неплохо согласуется с результатами реконструкции температуры Северной Евразии по пыльцевым данным [21];

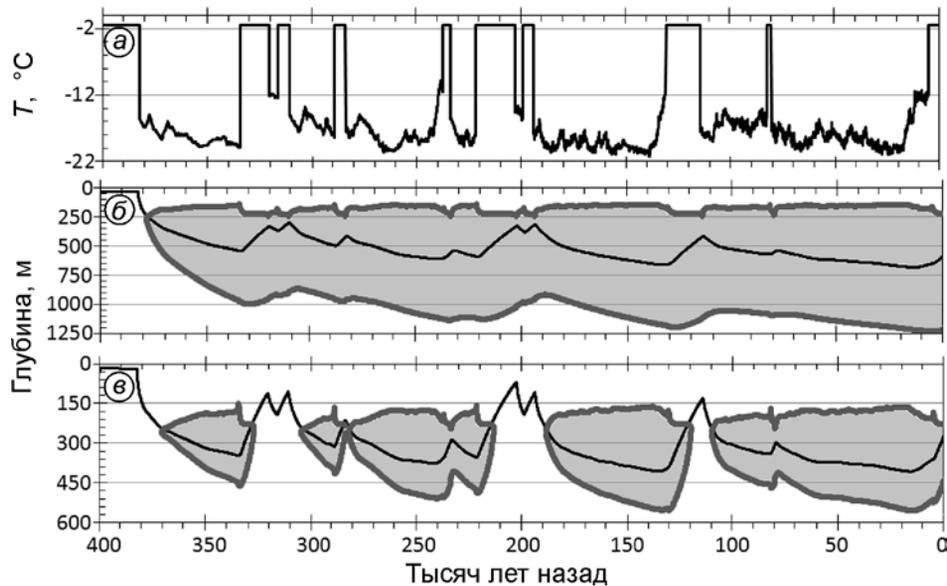


Рис. 1. Температура поверхности шельфа с современной глубиной $H_B = 20$ м (а), а также глубина основания зоны многолетнемерзлых пород (чёрная линия) и расположение зоны стабильности гидратов метана (серая заливка), полученные в численных экспериментах G60 (б) и G100R (в) при том же значении глубины шельфа $H_B = 20$ м

Fig. 1. Temperature at the top of the sediments with contemporary depth $H_B = 20$ m (a), depth of the permafrost base (black line) and hydrate stability zone (gray shading) in simulation G60 (b) and simulation G100R (v) for the same contemporary depth $H_B = 20$ m

3) $T_B = T_T = +2$ °C при развитии термокарстового озера [9, 17].

Другие процессы, связанные с влиянием термокарстовых озёр на теплофизическое состояние шельфа (например, изменение теплофизических параметров верхнего слоя грунта при развитии и последующем дренировании термокарстового озера, вертикальное перемешивание тепла за счёт циркуляции в озере или образование льда в озере зимой [22]) не учитывались. Предполагается, что при затоплении озера морской водой происходит засоление воды в озере и далее – засоление озёрных отложений, что приводит к понижению T_F . После затопления озера T_F задаётся с учётом солёности, повышаясь от $-1,8$ до -1 °C от поверхности дна в глубь осадков до 30 м [23]. Ниже указанной глубины $T_F = -1$ °C.

Изменение уровня океана задано по данным бурения на станции Восток [24]. Для последнего ледникового цикла заданы изменения уровня моря непосредственно для моря Лаптевых по данным исследования [25]. Отметим, что моменты затопления и обнажения шельфа в ледниковых циклах в расчётах соответствуют современной глубине моря H_B , которая

изменяется от 10 до 100 м. Изменение температуры поверхности шельфа за весь период расчёта показано на рис. 1, а и рис. 2, а для двух значений H_B . В частности, в период последней трансгрессии океана затопление шельфа с глубинами 100–70 м произошло 15–13 тыс. л.н., с глубинами 70–50 м – 13–11 тыс. л.н., с глубинами 50–30 м – 8 тыс. л.н., с глубиной 20 м – 5 тыс. л.н. и с глубиной 10 м – 4 тыс. л.н. [25].

Авторами проведены следующие численные эксперименты (таблица):

1) G60: использовались значения теплофизических параметров, характерных для большей части шельфа. Интенсивность геотермального потока в этом расчёте $G = 60$ мВт м² [26, 27]. Возможное формирование термокарстовых озёр не учитывалось;

2) G100R: подобно G60, но теплофизические параметры шельфа были заданы в соответствии со значениями, типичными для рифтовых зон [12], так $G = 100$ мВт м²;

3) G60T: до $t_T = 13$ тыс. л.н. идентичен G60; начиная с 13 тыс. л.н. в расчётах G60 учитывается развитие термокарстовых озёр. Расчёты проводились только для $H_B \leq 30$ м, так как более

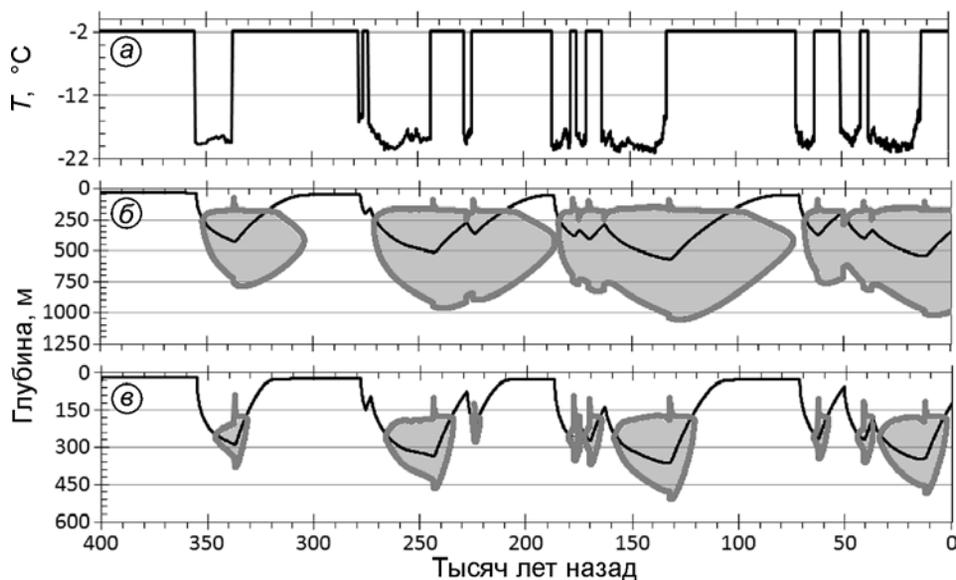


Рис. 2. Подобно рис. 1, но для шельфа с современной глубиной $H_B = 70$ м
 Fig. 2. Similar to Fig. 1, but for contemporary depth $H_B = 70$ m

Термофизические свойства донных отложений шельфа в различных численных экспериментах

Параметры	Численный эксперимент			
	G60	G100R	G60T	G100RT
Учёт термокарста	Не учитывается		Последние 13 тыс. лет	
Температура фазовых переходов $T_f, ^\circ\text{C}$	-1	-1	От -1,8 до -1	
Пористость на глубине z	0,2	0,40 при $0 \leq z \leq 10$ м	Идентично G60	Идентично G100R
		0,30 при $10 \text{ м} < z \leq 750$ м		
		0,15 при > 750 м		
Теплоёмкость талых пород $C_p, \text{кДж м}^{-3} \text{K}^{-1}$	2800	3150 при $0 \leq z \leq 10$ м		
		2850 при $10 \text{ м} < z \leq 750$ м		
		2670 при > 750 м		
Теплоёмкость мёрзлых пород $C_f, \text{кДж м}^{-3} \text{K}^{-1}$	2080	2380 при $0 \leq z \leq 10$ м		
		2640 при $10 \text{ м} < z \leq 750$ м		
		2300 при > 750 м		
Теплопроводность талых пород $\lambda_t, \text{Вт м}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$	1,8	1,94 при $0 \leq z \leq 10$ м		
		1,74 при $10 \text{ м} < z \leq 750$ м		
		1,82 при > 750 м		
Теплопроводность мёрзлых пород $\lambda_f, \text{Вт м}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$	2,2	2,08 при $0 \leq z \leq 10$ м		
		2,20 при $10 \text{ м} < z \leq 750$ м		
		2,35 при > 750 м		
Геотермический поток $G, \text{мВт м}^{-2}$	60	100		

Результаты

глубоководные шельфы в этот период начинают затопляться морской водой и времени для образования подошренных таликов недостаточно;

4) G100RT: до $t_T = 13$ тыс. л.н. идентичен G100R; начиная с t_T , в расчётах G100R учитывается развитие термокарстовых озёр. Расчёты велись для $H_B \leq 30$ м.

Динамика характеристик многолетнемёрзлых пород и зоны стабильности газовых гидратов шельфа в расчёте G60. Сильная зависимость продолжительности периодов затопления или осушения шельфа от его современной глуби-

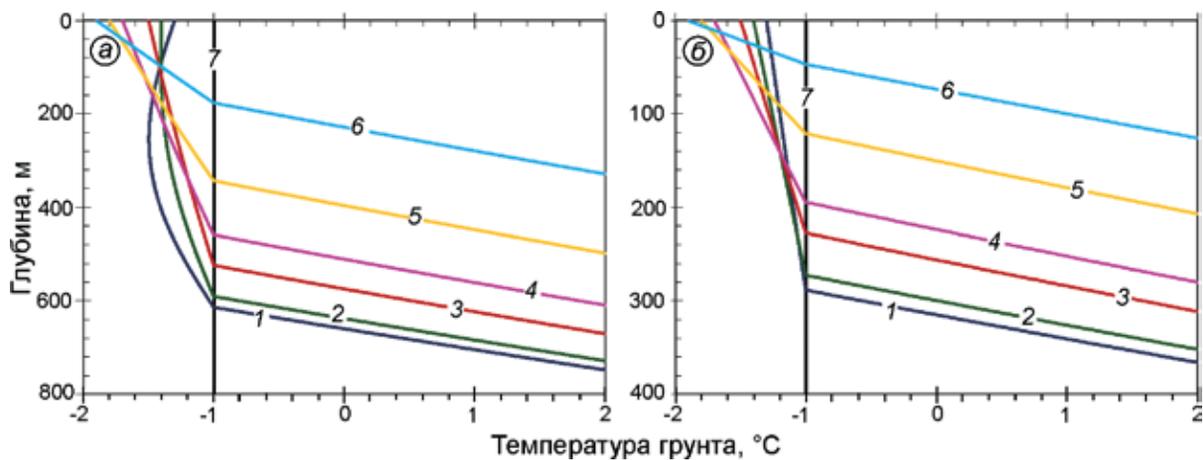


Рис. 3. Вертикальные профили температуры донных отложений шельфа при различной глубине моря: 1 – 10 м; 2 – 20 м; 3 – 30 м; 4 – 50 м; 5 – 70 м; 6 – 100 м; получены в численных экспериментах G60T (а) и G100RT (б) для современного состояния шельфа; профиль 7 – температура замерзания в этих экспериментах

Fig. 3. Vertical profiles of temperature in the sediments for the contemporary shelf depths: 1 – 10 m; 2 – 20 m; 3 – 30 m; 4 – 50 m; 5 – 70 m; 6 – 100 m obtained for the present day state in simulations G60T (a) and G100RT (b); line 7 is a freezing temperature

ны H_B определяет формирование ММП различной мощности: при увеличении H_B возрастает продолжительность периодов трансгрессии и соответствующих периодов деградации субаквальной мерзлоты (см. рис. 1, б и рис. 2, б). Арктический шельф можно разделить на мелководный ($H_B = 10 \div 30$ м) и глубоководный ($H_B = 50 \div 100$ м). Для мелководного шельфа периоды затопления океаном относительно коротки и ММП не исчезают в межледниковья. Для глубоководного шельфа периоды трансгрессии длиннее, и в этом случае отмечается значительная деградация ММП. Во время океанических регрессий глубина залегания нижней границы ММП z_p в зависимости от ледникового цикла составляет от 540 до 670 м для $H_B = 20$ м и от 410 до 560 м для $H_B = 70$ м. Поскольку в этом расчёте верхняя граница ММП в период океанических регрессий совпадает с поверхностью донных отложений, то таких же значений достигает и мощность ММП шельфа h_p . В периоды океанических трансгрессий в зависимости от продолжительности положения данного участка шельфа под уровнем моря глубина залегания нижней границы ММП уменьшается до 320–420 м для участка шельфа с современной глубиной моря 20 м и приблизительно до 50 м для участка шельфа с глубиной моря 70 м.

При затоплении шельфа морем подводная мерзлота деградирует со стороны верхней и ниж-

ней границ. Скорость оттаивания ММП со стороны нижней границы при этом максимальна в начальный период затопления с типичным значением 1,7 см/год и не зависит от H_B . Эта скорость в последние 1000 лет расчёта приобретает зависимость от современной глубины шельфа (ввиду связи между длительностью трансгрессии и глубиной моря), и её величина ниже, чем в начальный период затопления. Например, при $H_B = 100$ м скорость деградации понижается до 1,3 см/год. Мощность ММП в конце расчёта зависит от современной глубины шельфа и составляет 172 м при $H_B = 100$ м, 460 м при 50 м и 615 м при 10 м (рис. 3, а). Температура ММП равна $-1,9 \div -1$ °C и зависит от глубины моря H_B (см. рис. 3, а).

При достижении мощности ММП около 250 м начинается формирование ЗСГГ (см. рис. 1, б и рис. 2, б). Подобно динамике границ ММП, динамика границ ЗСГГ зависит от современной глубины шельфа. При $H_B \leq 30$ м ЗСГГ не исчезает и в периоды морских трансгрессий, причём её мощность меняется незначительно. Для шельфа с глубиной моря более 50 м при относительно длительных периодах трансгрессий термодинамические условия существования газогидратов нарушаются. Отметим, что в начальный период трансгрессии (с соответствующим повышением давления на дно) ЗСГГ даже увеличивается в течение нескольких столетий. В последующем рост температуры в донных отложениях

приводит к сокращению зоны стабильности газовых гидратов. Полное исчезновение этой зоны наблюдается в начале периода регрессии и промерзания шельфа, что объясняется уменьшением давления за счёт падения уровня моря (например, 187 тыс. л.н. для $H_B = 70$ м, см. рис. 2, б). Накопление свободного метана в результате разрушения газовых гидратов могло происходить в донных отложениях шельфа для $H_B \geq 70$ м только в эпохи трансгрессий. Таким образом, несмотря на значительные вариации уровня моря в ледниковых циклах плейстоцена, основную роль в формировании отклика ЗСГГ играет изменение температуры поверхности T_B в этих циклах.

Мощность ЗСГГ h_s , как и мощность ММП h_p , увеличивается с уменьшением глубины моря, но для h_s это увеличение менее выражено, чем для h_p , что объясняется стабилизирующим влиянием повышения давления в осадках из-за массы слоя морской воды. Современное значение мощности ЗСГГ составляет 1004 м для $H_B = 10$ м и 595 м для $H_B = 100$ м. При этом для $H_B = 20$ м зона стабильности газовых гидратов существует в слое донных отложений от 225 до 1300 м, где температура пород $-1,38 \div -15$ °С. Для $H_B = 70$ м гидраты устойчивы в слое донных отложений от 175 до 990 м с температурой пород $-1 \div -17,5$ °С (см. рис. 3, а). Полученные в настоящей работе современные значения мощности ЗСГГ несколько больше соответствующих значений, приведённых в [1]. Кроме того, отклик толщины ЗСГГ на изменение температуры поверхности донных отложений запаздывает относительно соответствующего отклика мощности мёрзлого слоя.

Влияние рифтовых зон на характеристики субаквальной мерзлоты и зоны стабильности газовых гидратов. Увеличение интенсивности геотермического потока в численном эксперименте G100R приводит к уменьшению глубины залегания нижней границы слоя ММП и соответственно к снижению мощности ММП относительно этих значений, полученных в численном эксперименте G60. В последние два оледенения максимальная глубина залегания нижней границы ММП z_p уменьшилась до 405–407 м для $H_B = 20$ м (см. рис. 1, в) и до 350–360 м для $H_B = 70$ м (см. рис. 2, в). В последние два межледниковья величина z_p также поднимается значительно выше, чем в расчёте G60: до глубины

77–130 м от поверхности дна для $H_B = 20$ м и до 20–30 м от поверхности дна для участка шельфа с современной глубиной моря 70 м.

Интенсивный геотермический поток увеличивает скорость оттаивания субаквальных ММП снизу во время затопления шельфа. Например, затопление шельфа моря Лаптевых на современной изобате $H_B = 20$ м произошло около 5 тыс. л.н., что сопровождалось резким повышением температуры с $-11,8$ до $-1,4$ °С на верхней границе донных отложений, а также нагревом всей расчётной толщи осадков, правда, с запаздыванием в несколько тысяч лет. Для настоящего времени температура ММП шельфа повышается до $-1,9 \div -1$ °С (см. рис. 3, б). Подобно результатам численного эксперимента G60, в расчёте G100R скорость смещения z_p вверх в межледниковья уменьшается при увеличении H_B . При этом для $H_B \leq 70$ м эта скорость оказывается больше, чем в эксперименте G60, а при H_B более 70 м – меньше. На границах расчётного домена отношение скоростей смещения z_p в упомянутых численных экспериментах различается в полтора раза. Современная мощность ММП в численном эксперименте G100R равна 40–290 м и зависит от H_B , что на несколько сотен метров меньше, чем в эксперименте G60 (см. рис. 3, б).

Теплофизические характеристики осадков в рифтовых зонах принципиально влияют на динамику зоны стабильности газовых гидратов. В отличие от результатов численного эксперимента G60, в расчёте G100R зона стабильности газовых гидратов формируется только в периоды океанических регрессий. При увеличении H_B время существования ЗСГГ значительно сокращается. Подобно [6], основную роль в динамике ЗСГГ играют изменения температуры T_B . Однако для ряда временных интервалов, когда состояние системы на диаграмме «температура–давление» близко к равновесной кривой ЗСГГ, существенную роль играет и давление, создаваемое массой морской воды и поровой влаги. В настоящее время зона стабильности газовых гидратов в условиях рифтовых зон сохраняется только для областей шельфа с $H_B \leq 50$ м, и её толщина равна 214–110 м. На внешней части шельфа (при $H_B \geq 70$ м) ЗСГГ полностью разрушилась в голоцене: примерно 3 тыс. л.н. при $H_B = 70$ м и 7 тыс. л.н. при $H_B = 100$ м.

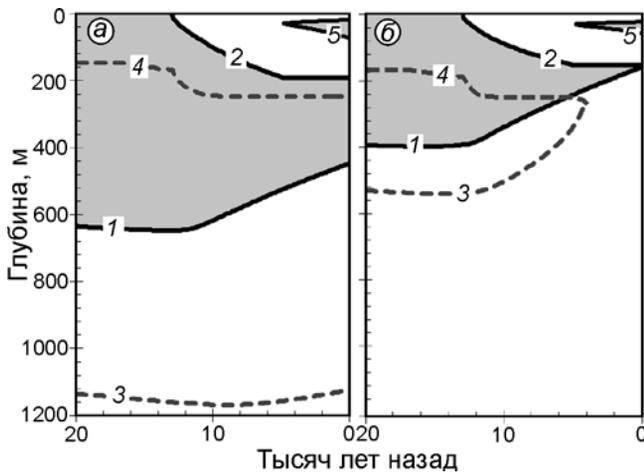


Рис. 4. Глубина (отсчитываемая от дна) нижней (1) и верхней (2) границ зоны многолетнемерзлых пород и расположение нижней (3) и верхней (4) границ зоны стабильности гидратов метана, а также границы слоя области мерзлых пород, образованных вследствие воздействия термокарстового озера (5), полученные в численных экспериментах G60T (а) и G100RT (б) для современной глубины шельфа $H_B = 20$ м

Fig. 4. The depth (below the top of the sediments) of the bottom (1) and top (2) boundaries of the permafrost as well as depths of the hydrate stability zone top (3) and bottom (4) boundaries and the boundaries of the permafrost layer developed due to impact of termokarst lake (5) in simulations G60T (a) and G100RT (b) for the shelf of the contemporary depth $H_B = 20$ m.

Влияние термокарстовых озёр. В численном эксперименте G60T к началу образования 13 тыс. л.н. подошва ММП находилась на глубине порядка 640 м от поверхности дна озера (рис. 4, а). Повышение T_B при развитии термокарстового озера приводит к росту температуры донных отложений. В верхних 180 м этих отложений температура повышается до значений выше T_F , что приводит к разрушению многолетнемерзлых пород донных отложений и образованию несквозного талика (см. рис. 4, а). Скорость разрушения верхних горизонтов ММП максимальна в период существования озера и составляет 4–8 см/год. Мощность ММП уменьшается при этом и со стороны нижней границы со скоростью 1,7 см/год. Эта скорость близка к полученной в эксперименте G60 для тех же значений H_B .

В результате нагрева температура слоя мерзлого грунта повышается почти до -1 °С, т.е. до значения T_F . Как следствие, профиль температуры в слое мерзлых донных отложений становится

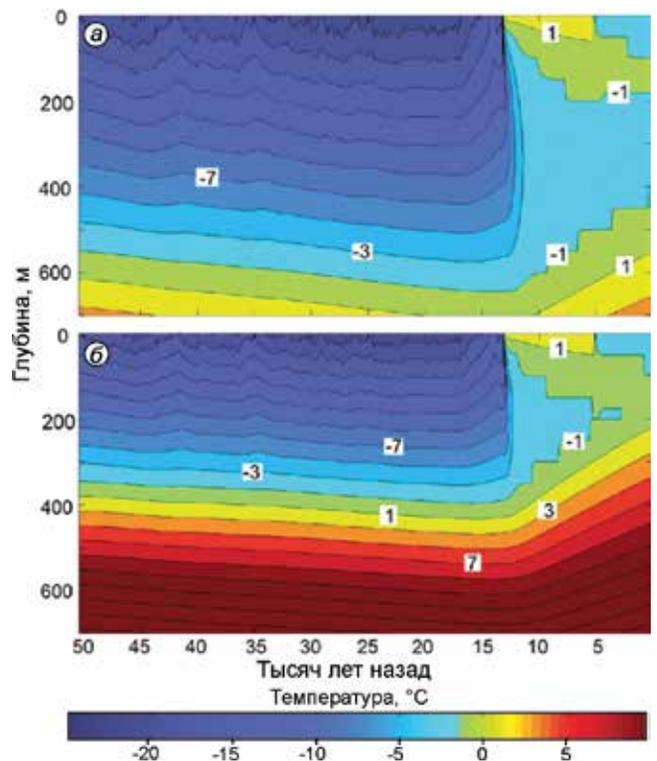


Рис. 5. Температура слоя донных отложений в численных экспериментах G60T (а) и G100RT (б) для шельфа с глубиной моря $H_B = 20$ м

Fig. 5. Temperature in the sediments in simulations G60T (a) and G100RT (b) for the shelf of the contemporary depth $H_B = 20$ m

ся малоградиентным (рис. 5, а). При затоплении озера морской водой изменяется T_B и мерзлый слой продолжает разрушаться снизу со скоростью до 1,7 см/год. Так как заданная в расчётах температура придонной воды ($-1,4$ °С для значений $H_B = 20$ м) выше используемого в численном эксперименте G60T значения $T_F = -1,8$ °С, образовавшийся под озером талик сохраняется только в верхних 30 м, а в более низких горизонтах температура в нём понижается. В результате в области подошёрного талика формируются прослойки охлаждённых пород толщиной 20–30 м. Верхняя граница ММП, сформировавшихся в последнем ледниковом цикле, находится на глубине 120–165 м в зависимости от глубины моря (с обратной зависимостью от H_B). Таким образом, в результате развития термокарстовых озёр ММП шельфа приобретают слоистую структуру из перемежающихся слоёв талых и мерзлых пород.

В численном эксперименте G100RT к началу образования озера подошва ММП находит-

ся на глубине порядка 400 м под дном озера (см. рис. 4, б). Увеличение T_B при развитии термокарстового озера также приводит к росту температуры в верхних 180 м донных отложений и образованию несквозного талика (см. рис. 4, б и 5, б). Формирование талика прекращается после затопления озера морской водой. При этом мощность ММП уменьшается со стороны нижней границы со скоростью 1,9 см/год. Эта скорость близка к полученной в расчёте G100R для тех же значений H_B . В результате образовавшийся под озером талик к концу расчётного интервала времени становится сквозным для мелководного шельфа глубиной 10–20 м (см. рис. 4, б и 5, б). Так же, как и в предыдущем эксперименте, в области талика возникают прослойки охлаждённых пород.

При формировании термокарстовых озёр, которое сопровождается нагревом донных отложений, зона стабильности газовых гидратов значительно сокращается в эксперименте G60T и полностью исчезает в эксперименте G100RT в течение 1,5–2 тыс. л.н. для всех $H_B = 10 \div 30$ м (см. рис. 4). Дополнительное засоление донных отложений, приводящее к понижению T_F , может обусловить развитие подозёрных таликов до сквозных таликовых зон, что открывает пути для выхода газа из глубоких слоёв донных отложений в морскую воду и далее в атмосферу.

Анализ влияния рифтовых зон на мощность ММП в данной работе рассмотрен достаточно полно, а вот анализ влияния термокарстовых озёр проведён при ряде допущений, которые могут существенно повлиять на полученные результаты. Например, не учитывалось возможное изменение теплофизических параметров верхнего слоя грунта при развитии и последующем дренировании термокарстового озера, а также образование льда в этом озере зимой и вертикальное перемешивание тепла за счёт циркуляции воды в озере [22]. Учёт этих эффектов требует включения в модель схемы образования и последующего дренирования термокарстовых озёр, а также годового хода климата при постановке численных экспериментов.

Отметим, что цель данной работы – анализ идеализированных численных экспериментов для исследования влияния рифтовых зон и термокарстовых озёр на динамику характеристик многолетнемёрзлых пород и зон стабильности

газовых гидратов в плейстоцене. В частности, построение географического распределения таких характеристик не входило в задачу работы. Последнее связано, в частности, с большой неопределённостью географического распределения интенсивности геотермического потока [26, 27], а также с неоднородностью палеогеографических условий даже в пределах одного моря Лаптевых.

Заключение

С использованием модели теплофизических процессов в донных отложениях, дополненной сценарием изменения уровня моря и температуры поверхности донных отложений на арктическом шельфе для последних 400 тыс. лет, проведён анализ характеристик многолетнемёрзлых пород и зоны стабильности газовых гидратов. Установлено, что для мелкого шельфа (с современной глубиной моря $H_B \leq 50$ м) продолжительность межледниковий и соответствующих периодов трансгрессии океана недостаточна для полной деградации многолетнемёрзлых пород и разрушения газогидратов в случае задания типичного значения интенсивности геотермического потока (60 мВт/м^2). Однако для более глубокого шельфа возможно даже полное исчезновение зоны стабильности газовых гидратов во время межледниковий. Как следствие, вероятное скопление метана в подмерзлотных горизонтах донных отложений в периоды океанических трансгрессий может стать причиной выбросов этого газа из глубоководной части шельфа (в наших расчётах при $H_B \geq 70$ м). Несмотря на значительные вариации уровня моря в ледниковых циклах плейстоцена, основную роль в формировании отклика зоны стабильности газовых гидратов играет изменение температуры поверхности донных отложений в этих циклах.

Скорость деградации субаквальных многолетнемёрзлых пород со стороны нижней границы составляет 1–2 см/год. Она зависит от времени нахождения шельфа под морской водой и современной глубины моря. Это соответствует результатам исследований [5, 6]. Полученные результаты моделирования состояния многолетнемёрзлых пород на шельфе согласуются с данными [28], полученными для восточной части моря Лаптевых.

В регионах океанических разломов (рифтов) большие значения интенсивности геотермического тепла приводят к более сильной деградации подводных многолетнемёрзлых пород в межледниковья по сравнению со стандартным случаем $G = 60$ мВт/м². Интенсификация деградации таких пород проявляется и в регионах, где развиваются термокарстовые озёра, но связана она с более высокой температурой на верхней границе донных отложений. Особенности зон рифтов и/или термокарстовых озёр приводят к уменьшению современной мощности многолетнемёрзлых пород по сравнению со стандартным случаем. Во всех численных экспериментах данной работы мощность многолетнемёрзлых пород максимальна для мелководной части шельфа. При этом одновременное влияние особенностей рифтов и термокарстовых озёр может привести даже к сквозному протаиванию многолетнемёрзлых пород шельфа в межледниковья (включая голоцен).

В свою очередь, сокращение мощности мёрзлого слоя и повышение температуры донных отложений приводят к нарушению условий стабильности газовых гидратов. Последнее наиболее вероятно в зонах рифтов и/или регионах развития термокарстовых озёр. Как следствие: образование подошёрных таликов может способствовать формированию путей для выхода газа из глубоких слоёв донных отложений в периоды океанических трансгрессий, что может стать причиной выбросов этого газа и из мелководной

части шельфа при $H_B \leq 30$ м [3]. Полученные в данной работе результаты не подтверждают гипотезу о значительной роли газовых гидратов, сформировавшихся в многолетнемёрзлых породах шельфа в периоды оледенений плейстоцена [4], во внезапных изменениях климата за счёт залповых выбросов метана [29]. В частности, для большей части шельфа характерная интенсивность геотермического потока равна $G = 40 \div 60$ мВт/м² [26, 27]. При таком значении потока тепла многолетнемёрзлые породы и зона стабильности газовых гидратов полностью не исчезают на всём протяжении межледниковий.

Благодарности. Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ (проекты 17-05-00396, 17-05-00382, 18-05-00087) и проекта РАН № 51 «Изменение климата: причины, риски, последствия, проблемы адаптации и регулирования». Результаты анализа динамики характеристик многолетнемёрзлых пород шельфа получены при поддержке гранта РНФ-14-17-00647. Результаты, связанные с динамикой зоны стабильности газовых гидратов, – при поддержке гранта РНФ 14-47-00049.

Acknowledgements. This work was supported by grant RFBR (17-05-00396, 17-05-00382, 18-05-00087) and project of RAS № 51. The results of analysis of the dynamics of characteristics of the shelf permafrost are supported by the Russian Science Foundation (RSF) project 14-17-00647. The results related to dynamics of the hydrate stability zone are obtained in the framework of the RSF project 14-47-00049.

Литература

1. Romanovskii N.N., Hubberten H.W., Gavrilov A.V., Eliseeva A.A., Topenko G.S. Offshore permafrost and gas hydrate stability zone on the shelf of East Siberian Seas // *Geo-Mar. Letters*. 2005. V. 25. № 2–3. P. 167–182.
2. Елисеев А.В., Малахова В.В., Аржанов М.М., Голубева Е.Н., Денисов С.Н., Мохов И.И. Изменение границ многолетнемёрзлого слоя и зоны стабильности гидратов метана на арктическом шельфе Евразии в 1950–2100 гг. // *ДАН*. 2015. Т. 465. № 5. С. 598–603.
3. Шахова Н.Е., Никольский Д.Ю., Семилетов И.П. О современном состоянии подводной мерзлоты на Восточно-Сибирском шельфе: тестирование результатов моделирования данными натурных наблюдений // *ДАН*. 2009. Т. 429. № 4. С. 541–544.
4. Шахова Н.Е., Сергиенко В.И., Семилетов И.П. Вклад Восточно-Сибирского шельфа в современный цикл метана // *Вестн. РАН*. 2009. Т. 79. № 6. С. 507–518.

References

1. Romanovskii N.N., Hubberten H.W., Gavrilov A.V., Eliseeva A.A., Topenko G.S. Offshore permafrost and gas hydrate stability zone on the shelf of East Siberian Seas. *Geo-Mar. Letters*. 2005, 25 (2–3): 167–182.
2. Eliseev A.V., Malakhova V.V., Arzhanov M.M., Golubeva E.N., Denisov S.N., Mokhov I.I. Changes in the boundaries of the permafrost layer and the methane hydrate stability zone on the Eurasian Arctic Shelf, 1950–2100. *Doklady Earth Sciences*. 2015, 465 (2): 1283–1288. doi 10.1134/S1028334X16110131.
3. Shakhova N.E., Nicol'sky D.Yu., Semiletov I.P. On the current state of sub-sea permafrost in the East-Siberian Shelf: testing of modeling results by observational data. *Doklady Earth Sciences*. 2009, 29: 1518–1521. doi: 10.1134/S1028334X09090220.
4. Shakhova N.E., Semiletov I.P., Sergienko V.I. The contribution of the East Siberian shelf to the modern methane cycle. *Herald of the Russian Acade-*

5. Разумов С.О., Спектор В.Б., Григорьев М.Н. Модель позднекайнозойской эволюции криолитозоны шельфа западной части моря Лаптевых // *Океанология*. 2014. Т. 54. № 5. С. 679–693.
6. Malakhova V.V., Eliseev A.V. The role of heat transfer time scale in the evolution of the subsea permafrost and associated methane hydrates stability zone during glacial cycles // *Global Planetary Change*. 2017. V. 157. P. 18–25. doi: 10.1016/j.gloplacha.2017.08.007.
7. Анисимов О.А., Борзенкова И.И., Лавров С.А., Стрельченко Ю.Г. Современная динамика подводной мерзлоты и эмиссия метана на шельфе морей Восточной Арктики // *Лёд и Снег*. 2012. Т. 52. № 2. С. 97–105.
8. Dmitrenko I., Kirillov S., Tremblay L., Kassens H., Anisimov O., Lavrov S., Razumov S., Grigoriev M. Recent changes in shelf hydrography in the Siberian Arctic: Potential for subsea permafrost instability // *Journ. of Geophys. Research*. 2011. V. 116. № C10. C10027. doi: 10.1029/2011JC007218.
9. Касымская М.В. Реликтовый термокарстовый рельеф и талики восточной части шельфа моря Лаптевых. Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. геол.-минер. наук. М.: МГУ, 2010. 28 с.
10. Гаврилов А.В., Романовский Н.Н., Хуббертен Х.-В. Палеогеографический сценарий послеледниковой трансгрессии на шельфе моря Лаптевых // *Криосфера Земли*. 2006. Т. X. № 1. С. 39–50.
11. Malakhova V.V. On the thermal influence of thermokarst lakes on the subsea permafrost evolution // *Proc. SPIE 10035: 22nd Intern. Symposium Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics*. 2016. V. 10035. № 100355U. doi: 10.1117/12.2248714.
12. Романовский Н.Н., Елисеева А.А., Гаврилов А.В., Тупенко Г.С., Хуббертен Х.-В. Эволюция и современное состояние мерзлых толщ и зоны стабильности гидратов газов в рифтах шельфа Восточной Арктики // *Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития*. М. Изд-во МГУ. 2009. С. 292–319.
13. Астахов А.С., Гусев Е.А., Колесник А.Н., Шакиров Р.Б. Условия накопления органического вещества и металлов в донных осадках Чукотского моря // *Геология и геофизика*. 2013. Т. 54. № 9. С. 1348–1365.
14. Соколов С.Ю. Прогнозная карта мощности осадочного чехла Восточно-Сибирского моря по данным спутниковой альтиметрии // *ДАН*. 2008. Т. 418. № 5. С. 655–659.
15. Денисов С.Н., Аржанов М.М., Елисеев А.В., Мохов И.И. Оценка отклика субаквальных залежей метангидратов на возможные изменения климата в XXI веке // *ДАН*. 2011. Т. 441. № 5. С. 685–688.
16. Малахова В.В., Голубева Е.Н. Оценка устойчивости состояния мерзлоты на шельфе Восточной Арктики при экстремальном сценарии потепления в XXI в. // *Лёд и Снег*. 2016. Т. 56. № 1. С. 61–72.
17. Moridis G.J. Numerical studies of gas production from methane hydrates // *Society of Petroleum Engineers Journ.* 2003. V. 32. № 8. P. 359–370.
- my of Sciences. 2009, 79 (3): 237–246. doi: 10.1134/S101933160903006X. [In Russian].
5. Razumov S.O., Spektor V.B., Grigoriev M.N. A model of the Late-Cenozoic cryolithozone evolution for the Western Laptev Sea Shelf. *Okeanologiya. Oceanology*. 2014, 54 (5): 679–693. doi: 10.7868/S0030157414040091. [In Russian].
6. Malakhova V.V., Eliseev A.V. The role of heat transfer time scale in the evolution of the subsea permafrost and associated methane hydrates stability zone during glacial cycles. *Global Planetary Change*. 2017, 157: 18–25. doi: 10.1016/j.gloplacha.2017.08.007.
7. Anisimov O.A., Borzenkova I.I., Lavrov S.A., Strel'chenko Yu.G. The current dynamics of the submarine permafrost and methane emissions on the shelf of the Eastern Arctic seas. *Led i Sneg. Ice and snow*. 2012, 52 (2): 97–105. [In Russian].
8. Dmitrenko I., Kirillov S., Tremblay L., Kassens H., Anisimov O., Lavrov S., Razumov S., Grigoriev M. Recent changes in shelf hydrography in the Siberian Arctic: Potential for subsea permafrost instability. *Journ. of Geophys. Research*. 2011, 116: C10027. doi: 10.1029/2011JC007218.
9. Kasym'skaya M. *Reliktovyi termokarstovyi relief i taliki vostochnoy chasti shelfa morya Laptevykh*. Relict thermokarst relief and taliks in the east arctic shelf. Avtoreferat, PhD thesis. Moscow: Moscow State University, 2010: 28 p. [In Russian].
10. Gavrilov A., Romanovskii N., Hubberten H.-W. Paleogeographical scenario of late-glacial transgression on the Laptev Sea shelf. *Kriosfera Zemli. Earth Cryosphere*. 2006, X (1): 39–50. [In Russian].
11. Malakhova V.V. On the thermal influence of thermokarst lakes on the subsea permafrost evolution. *Proc. SPIE 10035: 22nd Intern. Symposium Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics*. 2016, 10035 (100355U). doi: 10.1117/12.2248714.
12. Romanovskii N.N., Eliseeva A.A., Gavrilov A.V., Tipenko G.S., Hubberten H.-W. Evolution and current state of subsea permafrost and the zone of gas-hydrate stability in rifts on the Arctic Shelf of Eastern Siberia. *Sistema morya Laptevykh i prilegayushchikh morey Arktiki: Sovremennoye sostoyaniye i istoriya razvitiya*. System of the Laptev Sea and the adjacent Arctic Seas: modern and past environments. Moscow: MSU, 2009: 292–319. [In Russian].
13. Astakhov A.S., Gusev E.A., Kolesnik A.N., Shakirov R.B. Conditions of the accumulation of organic matter and metals in the bottom sediments of the Chukchi sea. *Geologiya i geofizika. Geology and Geophysics*. 2013, 54 (9): 1348–1365. doi: 10.1016/j.rgg.2013.07.019. [In Russian].
14. Sokolov S.Yu. Prognostic Map of the Sedimentary Cover Thickness for the East Siberian Sea Based on Satellite Altimetry Data. *Doklady Earth Sciences*. 2008, 419 (2): 205–209. doi: 10.1134/S1028334X08020037.
15. Denisov S.N., Arzhanov M.M., Eliseev A.V., Mokhov I.I. Assessment of the response of subaqueous methane hydrate deposits to possible climate change in the twenty first century. *Doklady Earth Sciences*. 2011, 441 (2): 1706–1709. doi: 10.1134/S1028334X11120129.
16. Malakhova V.V., Golubeva E.N. Estimation of the permafrost stability on the east arctic shelf under the extreme climate warming scenario for the XXI century. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2016, 56 (1): 61–72. doi: 10.15356/2076-6734-2016-1-61-72. [In Russian].

18. *Nicolson D.J., Romanovsky V.E., Romanovskii N.N., Kholodov A.L., Shakhova N.E., Semiletov I.P.* Modeling sub-sea permafrost in the East Siberian Arctic Shelf: The Laptev Sea region // *Journ. of Geophys. Research: Earth Surface*. 2012. V. 117. № F3. F03028.
19. *Petit J., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.-M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davis M., Delaygue G., Delmotte M., Kotlyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V.Y., Lorius C., Pépin L., Ritz C., Saltzman E., Stievenard M.* Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok Ice Core, Antarctica // *Nature*. 1999. V. 399. P. 429–436.
20. *Ganopolski A., Roche D.M.* On the nature of lead-lag relationships during glacial-interglacial climate transitions // *Quaternary Science Reviews*. 2009. V. 28. № 27–28. P. 3361–3378.
21. *Shakun J., Clark P., He F., Marcott S., Mix A., Liu Z., Otto-Bliesner B., Schmittner A., Bard E.* Global warming preceded by increasing carbon dioxide concentrations during the last deglaciation // *Nature*. 2012. V. 484. № 7392. P. 49–54. doi: 10.1038/nature10915.
22. *Степаненко В.М., Мачульская Е.Е., Глаголев М.В., Лыкосов В.Н.* Моделирование эмиссии метана из озёр зоны вечной мерзлоты // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2011. Т. 47. № 2. С. 275–288.
23. *Шполянская Н.А.* Мерзлотно-экологическая характеристика западного сектора Российского Арктического шельфа // *Изв. Коми науч. центра УрО РАН. Сыктывкар*. 2014. Вып. 3. № 19. С. 105–111.
24. *Waelbroeck C., Labeyrie L., Michel E., Duplessy J., McManus J., Lambeck K., Balbon E., Labracherie M.* Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records // *Quaternary Science Reviews*. 2002. V. 21. № 1–3. P. 295–305.
25. *Bauch H.A., Mueller-Lupp T., Taldenkova E., Spielhagen R.F., Kassens H., Grootes P.M., Thiede J., Heine-meier J., Petryashov V.V.* Chronology of the Holocene transgression at the North Siberian margin // *Global and Planetary Change*. 2001. V. 31. № 1–4. P. 125–139.
26. *Pollack H.N., Hurter S.J., Johnson J.R.* Heat flow from the Earth's interior: Analysis of the global data set // *Review Geophysics*. 1993. V. 31. № 3. P. 267–280.
27. *Davies J.H.* Global map of Solid Earth surface heat flow // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2013. V. 14. № 10. P. 4608–4622.
28. *Фартышев А.И.* Особенности прибрежно-шельфовой криолитозоны моря Лаптевых. Новосибирск: Наука, 1993. 136 с.
29. *MacDonald G.J.* Role of methane clathrates in past and future climates // *Climate Change*. 1990. V. 16. № 3. P. 247–281.
17. *Moridis G.J.* Numerical studies of gas production from methane hydrates. Society of Petroleum Engineers Journal. 2003, 32 (8): 359–370.
18. *Nicolson D.J., Romanovsky V.E., Romanovskii N.N., Kholodov A.L., Shakhova N.E., Semiletov I.P.* Modeling sub-sea permafrost in the East Siberian Arctic Shelf: The Laptev Sea region. *Journ. of Geophys. Research: Earth Surface*. 2012, 117 (F3): F03028.
19. *Petit J., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N. I., Barnola J.-M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davis M., Delaygue G., Delmotte M., Kotlyakov V. M., Legrand M., Lipenkov V. Y., Lorius C., Pépin L., Ritz C., Saltzman E., Stievenard M.* Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok Ice Core, Antarctica. *Nature*. 1999, 399: 429–436.
20. *Ganopolski A., Roche D.M.* On the nature of lead-lag relationships during glacial-interglacial climate transitions. *Quaternary Science Reviews*. 2009, 28 (27–28): 3361–3378.
21. *Shakun J., Clark P., He F., Marcott S., Mix A., Liu Z., Otto-Bliesner B., Schmittner A., Bard E.* Global warming preceded by increasing carbon dioxide concentrations during the last deglaciation. *Nature*. 2012, 484 (7392): 49–54. doi: 10.1038/nature10915.
22. *Stepanenko V.M., Machul'skaya E.E., Glagolev M.V., Lykosov V.N.* Numerical modeling of methane emissions from lakes in the permafrost zone. *Izvestiya RAN. Fizika atmosfery i okeana*. *Izvestiya of the Russian Academy of Sciences. Atmospheric and Oceanic Physics*. 2011, 47 (2): 275–288.
23. *Shpolyanskaya N.A.* The permafrost-ecological characteristic of the western sector of the Russian Arctic shelf. *Izvestiya Komi nauchnogo centra UrO RAN. Proc. of the Komi Science Centre of the Ural Division, Russian Academy of Sciences*. 2014, 3 (19): 105–111. [In Russian].
24. *Waelbroeck C., Labeyrie L., Michel E., Duplessy J., McManus J., Lambeck K., Balbon E., Labracherie M.* Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews*. 2002, 21 (1–3): 295–305.
25. *Bauch H. A., Mueller-Lupp T., Taldenkova E., Spielhagen R.F., Kassens H., Grootes P.M., Thiede J., Heine-meier J., Petryashov V.V.* Chronology of the Holocene transgression at the North Siberian margin. *Global Planet. Change*. 2001, 31 (1–4): 125–139.
26. *Pollack H.N., Hurter S.J., Johnson J.R.* Heat flow from the Earth's interior: Analysis of the global data set. *Review Geophysics*. 1993, 31 (3): 267–280.
27. *Davies J.H.* Global map of Solid Earth surface heat flow. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2013, 14 (10): 4608–4622.
28. *Fartyshov A.I.* *Osobennosti pribrezhno-shelfovoy kriolitozony morya Laptevykh*. Features of offshore permafrost on the Laptev Sea Shelf. *Novosibirsk: Siberian Branch Nauka Publisher*, 1993: 136 p. [In Russian].
29. *MacDonald G.J.* Role of methane clathrates in past and future climates. *Climate Change*. 1990, 16 (3): 247–281.

Прикладные проблемы

УДК 551.5

doi: 10.15356/2076-6734-2018-2-243-254

Воздействие потепления на дискомфортность жизнедеятельности населения Арктической зоны Российской Федерации

© 2018 г. А.Н. Золотокрылин*, В.В. Виноградова, И.А. Соколов

Института географии РАН, Москва, Россия

*azolotokrylin1938@yandex.ru

Climate change and the human life conditions in the Arctic Zone of the Russian Federation

A.N. Zolotokrylin*, V.V. Vinogradova, I.A. Sokolov

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

*azolotokrylin1938@yandex.ru

Received August 26, 2017

Accepted December 12, 2017

Keywords: *Arctic zone of the Russian Federation, climate warming, discomfort, model forecasts, natural conditions of the human population, regionalization of Russia.*

Summary

The present-day global warming and the rise of climate extremes are the most pronounced in the Arctic zone of the Russian Federation, and this circumstance is very important for the population of these regions. According to the zoning of the territory of Russia presenting the natural conditions of the human's life, the greater part of the Arctic zone of the Russian Federation is characterized by absolutely unfavorable and very unfavorable conditions. In this connection, estimation of the present-day climate conditions and prediction of future situation is very important for the population in many regions of Russia, and particularly in the Arctic zone. The Nature conditions of human life in the second half of the 20th century and changes of them in the 21st one were analyzed in this work. This made possible to correct the map "Zoning of the territory of the Russian Federation on natural conditions of the human's life" and to estimate possible changes of climate conditions by the middle of the 21st century. The results of numerical experiments performed with three models presented at the fifth phase of the coupled models comparison Project (Coupled Model Inter-comparison Project, SMIR5) were used in the work. The models are as follows: one of the Institute of Numerical Mathematics of RAS (INMCM4); the second - Meteorological Office of the Hadley Center (HadGEM2-ES), and the third - Max-Planck Meteorological Institute (MPI-ESM-LR). The most changeable climatic factors (heat, cold, and wind) were investigated. The regions of the Arctic zone of the Russian Federation, where warming is the most evident, have been established, and changes of areas with different levels of climatic discomfort during periods of current and expected climate warming have been estimated. The warming of 1991–2010 in the Western and Eastern parts of the Arctic zone of the Russian Federation resulted in that area with absolutely unfavorable conditions significantly decreased. The scale of the area reduction was found to be comparable to the change of discomfort under the «soft» anthropogenic scenario for the period 2046–2055.

Citation: Zolotokrylin A.N., Vinogradova V.V., Sokolov I.A. Climate change and the human life conditions in the Arctic Zone of the Russian Federation. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2018. 58 (2): 243–254. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2018-2-243-254

Поступила 26 августа 2017 г.

Принята к печати 12 декабря 2017 г.

Ключевые слова: *Арктическая зона Российской Федерации, дискомфорт, модельные прогнозы, потепление климата, природные условия жизни населения, районирование России.*

Продолжающееся глобальное потепление сильнее всего выражено в Арктической зоне. Большая часть Арктической зоны Российской Федерации характеризуется абсолютно неблагоприятными и очень неблагоприятными условиями жизнедеятельности населения. В результате потепления в западной и восточной частях этой зоны значительно сократилась площадь с абсолютно неблагоприятными условиями. Масштаб такого сокращения сравним с изменением дискомфорта при «мягком» антропогенном сценарии для периода 2046–2055 гг.

Введение

Понятие Арктическая зона Российской Федерации (АЗРФ) закреплено в документе «Стратегия развития Арктической зоны Российской Федерации и обеспечения национальной безопасности на период до 2020 года», утверждённом Президентом России 20 февраля 2013 г. [1]. Территория Арктической зоны Российской Федерации определена в «Приложении» к Указу Президента Российской Федерации от 2 мая 2014 г. № 296 «О сухопутных территориях Арктической зоны Российской Федерации». Документ направлен на решение основных задач государственной политики Российской Федерации в Арктике в рамках стратегического планирования социально-экономического развития Арктической зоны и обеспечения национальной безопасности России. Вклад географической науки в подготовку этого документа состоит в разработке предложений об уточнении географических границ Арктической зоны, в том числе её южной границы, с перечнем и статусом муниципальных образований, входящих в её пределы [2].

Материалы к обоснованию границы Арктики как физико-географического объекта для определения южной границы АЗРФ рассмотрены в работе [3] и базируются на анализе современных знаний о природе арктических территорий России. В ней анализируется эволюция определения «Арктики» как физико-географического объекта и признано, что оно вполне соответствует современным физико-географическим представлениям. Особое внимание уделено составлению перечня отличительных природных признаков (критериев) Арктики, которые в дальнейшем используются для определения разных вариантов её южной границы.

Новый элемент общепринятого зонирования Арктики — характеристика природных условий вдоль предполагаемых вариантов её южной границы. Суть многовариантного подхода состоит в том, что в качестве основного физико-географического индикатора географической границы Арктики (в пределах сухопутной территории) рассматриваются природные ландшафтные зоны (тундра, арктическая пустыня, ледники). В соответствии с этим индикатором на равнинной территории южная граница тундровой зоны принимается в качестве южной границы Арктики. В итоге южная граница АЗРФ совпадает с географической границей природной системы Арктики, однако административ-

ная граница АЗРФ проходит по границам муниципальных образований, включённых в АЗРФ.

Продолжающееся глобальное потепление и рост экстремальности климата сильнее всего выражены в Арктической зоне Российской Федерации, что воздействует на все компоненты природной среды. Здесь, начиная с 1976 г., отмечается наибольшее в стране повышение среднегодовой температуры (более 0,5 °C за 10 лет) [4]. Максимальные коэффициенты трендов среднегодовой температуры (0,8–0,9 °C за 10 лет) наблюдались на Таймыре. Коэффициент 0,7 °C за 10 лет отмечался на побережье Восточно-Сибирского моря. Полуострова Таймыр и Кольский отличались наибольшими скоростями потепления зимой. Напротив, в восточной части АЗРФ зимой происходило похолодание. Скорость летнего потепления составляла 0,8–1,0 °C за 10 лет на большей части АЗРФ, за исключением Кольского полуострова. Изменение среднесезонной температуры приземного воздуха в периоды 2041–2060 гг. по отношению к концу XX в. летом и зимой устанавливалось по оценкам ансамбля из 31 модели CMIP5 для сценария RCP4.5 [4]. В АЗРФ ожидается потепление зимой на 3–4 °C по сравнению с концом XX в. Оно будет заметно превышать летнее потепление [4].

Существенная особенность ландшафтов арктических пустынь — широкое распространение современного оледенения. Ледниками покрыто около 30% площади всех островов Северного Ледовитого океана в АЗРФ [4]. Современное оледенение в арктической тундре развито значительно слабее, чем на островах арктических пустынь. Деграция оледенения арктических островов и горного оледенения в АЗРФ стала доминирующей тенденцией. Например, оценки объёмов льда в ледниках Земли Франца-Иосифа в 1952 и 2001 гг. показывают их сокращение в среднем на 3,33% за этот период [5]. При этом айсберги составляют заметную долю сокращения объёмов ледников по сравнению с тальми водами. Если брать все ледники Земли Франца-Иосифа, то за период 2003–2009 гг. их высота в среднем снизились на 0,5–0,6 м [5]. В то же время поверхность привершинных частей ряда куполов повышается.

В АЗРФ устойчивее всего оледенение сокращается в её западной и центральной частях, находящихся под влиянием Атлантики. Так, ледники Кольского полуострова и Ямала исчезли ещё несколько десятилетий назад [4]. Ледники Полярно-

Таблица 1. Численность, прирост и плотность населения в субъектах Арктической зоны Российской Федерации на 1 января 2017 г. [8]

Субъект Федерации, полностью или частично входящий в АЗРФ	Численность населения, тыс. чел.	Естественный прирост населения, чел. (2016 г.)	Миграционный прирост населения, чел. (2016 г.)	Плотность населения, чел./км ²
Мурманская область	757,6	-209	-4343	5,2
Ненецкий АО	43,9	419	-320	0,2
Ямало-Ненецкий АО	536,0	5436	-3491	0,7
Чукотский АО	49,8	181	-516	0,1
Республика Коми, районы:	850,5	655	-6932	2,0
Воркутинский	80,1*			3,3
Республика Саха (Якутия), районы:	962,8	7299	-4153	0,3
Анабарский	3,5**			0,06
Булунский	8,4			0,04
Усть-Янский	7,2			0,06
Аллаиховский	2,7			0,03
Нижнеколымский	4,3			0,05
Красноярский край, районы:	2875,3	3983	4828	1,2
Туруханский	16,3			0,08
Долгано-Ненецкий	32,3			0,04
Архангельская обл., районы:	1121,8	-2161	-6266	2,7
Онежский	30,7			1,29
Приморский	25,6			0,56
Мезенский	9,1			0,26

*Жирный шрифт – убыль населения; **цифры, выделенные курсивом, – рост населения.

го Урала и Таймыра потеряли четверть своей площади после 1960-х годов. Растаяли ледники гор Путорана вблизи Норильска. Площадь ледников в горах Сунтар-Хаята, хр. Черского и на Меньпильгинском хребте после 1960-х годов также резко сократилась [4]. Потепление вызвало значимые изменения продолжительности залегания снежного покрова, которая в Европейской части и в Западной Сибири сокращается в результате уменьшения количества твёрдых осадков. Незначительное увеличение продолжительности залегания снежного покрова отмечается на Дальнем Востоке и связано с ростом объёма твёрдых осадков [6].

Режимные наблюдения вдоль Западно-Сибирского геофизиологического трансекта (от Земли Франца-Иосифа до г. Надым) показали, что в большинстве криогенных ландшафтов за последние 35–40 лет повысилась температура многолетнемерзлых пород [7]. На территории от подзоны типичной тундры до подзоны лесотундры повышение составило 1,5–2,5 °С. Правда, в арктической тундре температура многолетнемерзлых пород стабильна. На ряде площадок, где измере-

ния глубины протаивания ведутся более 30 лет, наблюдается явный колебательный характер изменения сезонно-талого слоя и тренд изменения глубины протаивания практически равен нулю [8]. С потеплением связано и усиление деструктивных криогенных процессов на льдистых берегах арктических морей [9]. Хозяйственные объекты, транспортная и трубопроводная инфраструктура, расположенные на многолетней мерзлоте в АЗРФ, испытывают преимущественно негативное воздействие современного потепления. Однако есть и положительный отклик на потепление – уменьшение протяжённости и толщины арктических морских льдов, что позволяет России сохранить контроль над плаванием судов в пределах экономической зоны при условии сохранения и развития отечественного ледокольного флота [4].

В Арктической зоне Российской Федерации проживает и работает значительная часть населения – более 1600 тыс. человек (табл. 1), но плотность населения здесь очень мала. Кроме того, в большинстве субъектов в последние десятилетия отмечается сокращение населения как за счёт

отрицательного прироста, так и в результате миграционного оттока [10]. В некоторых субъектах (Ненецкий, Ямало-Ненецкий и Чукотский автономные округа) естественный прирост населения в последние годы положителен, но также наблюдается и миграционный отток населения [10]. Очевидно, что на сокращение населения в АЗРФ влияют не столько климатические условия, сколько социально-экономическая ситуация, определяемая недостаточным финансированием. Поэтому происходящее потепление, а также улучшение социально-экономической ситуации и финансирования могут создать условия для прекращения оттока населения и развития этих территорий.

Согласно районированию территории России по природным условиям жизнедеятельности населения в климатический период 1961–1990 гг., большая часть АЗРФ в её административных границах характеризуется *абсолютно неблагоприятными* (арктические и частично тундровые ландшафты) и *очень неблагоприятными условиями* (тундровые, лесотундровые и в некоторой степени северотаёжные ландшафты) [3].

Природные условия обитания в *арктических ландшафтах* оцениваются как экстремальные, а основной фактор природного дискомфорта – экстремально низкая теплообеспеченность. Здесь наблюдается очень суровая и длительная зима, с сильными продолжительными ветрами и метелями, с коротким холодным летом. Арктические ландшафты отличаются самым продолжительным периодом ультрафиолетовой недостаточности (до 5 месяцев) и наименьшей повторяемостью благоприятной для организма человека погоды. Это – специфический арктический тип среды, где пришлому населению трудно приспособиться к жизни и деятельности. Эмоциональное состояние человека, долго живущего здесь, нуждается в реабилитации по истечении определённого периода. Согласно медико-географическим показателям, оптимальный срок проживания пришлого населения в этих условиях – 1–2 года. Формирование постоянного населения здесь не рекомендуется.

Для *тундровых и лесотундровых ландшафтов* также свойственны значительный недостаток тепла и избыток влаги. Здесь меньшая продолжительность периода ультрафиолетовой недостаточности (3–5 месяца) и большая повторяемость (до 20%) благоприятной для человека погоды. Но и в тундре, и в лесотундре сохраняется крайне интенсивное

воздействием на здоровье человека, с критическим напряжением адаптационных систем переселенцев, с тенденцией к декомпенсации. При тех же преобладающих патологиях, что и в арктических ландшафтах, оптимальный срок жизни здесь несколько больше: на равнинах – 2–3 года, в горах – 1–2 года. Зона также непригодна для сплошного и массового заселения, исключая коренное население [3].

В АЗРФ входят также северные части неблагоприятной зоны, расположенные на территории *северотаёжных ландшафтов*. Адаптация пришлого населения здесь протекает с сильным напряжением адаптационных систем организма переселенцев, с постепенной компенсацией, а для пожилых людей и больных-хроников она бывает очень сложной и часто заканчивается декомпенсацией. Набор преобладающих патологий практически такой, как и в более северных зонах, но здесь они выражены несколько слабее. По природным условиям территории можно использовать для очагового заселения.

Воздействие потепления на жизнедеятельность населения в АЗРФ неоднозначно. Оценить это воздействие предлагается с помощью апробированной методики «балльной» оценки *природных условий жизнедеятельности населения* [3]. Как показывают наблюдения, интенсивность потепления на территории АЗРФ возрастает с широтой [4], что позволяет предположить неравномерное смещение границ зон дискомфорта к северу. При этом вероятно *сильное сокращение площади территорий с абсолютно неблагоприятными условиями и появление на их месте очень неблагоприятных*. В итоге площадь последней зоны может увеличиться, так как её южная граница смещается медленнее северной. Подобный эффект расширения зон дискомфорта возможен и в зонах, расположенных южнее. Задачи настоящей работы – исследование смещения границ зон дискомфорта и оценка изменения площадей с разным уровнем климатической дискомфорта в периоды современного и ожидаемого антропогенного потепления.

Материалы и методика

Положение АЗРФ показано на рис. 1. По нашим оценкам, её площадь равна 3550 тыс. км², что составляет около 21% территории России. Дифференциацию зоны по степени климатиче-

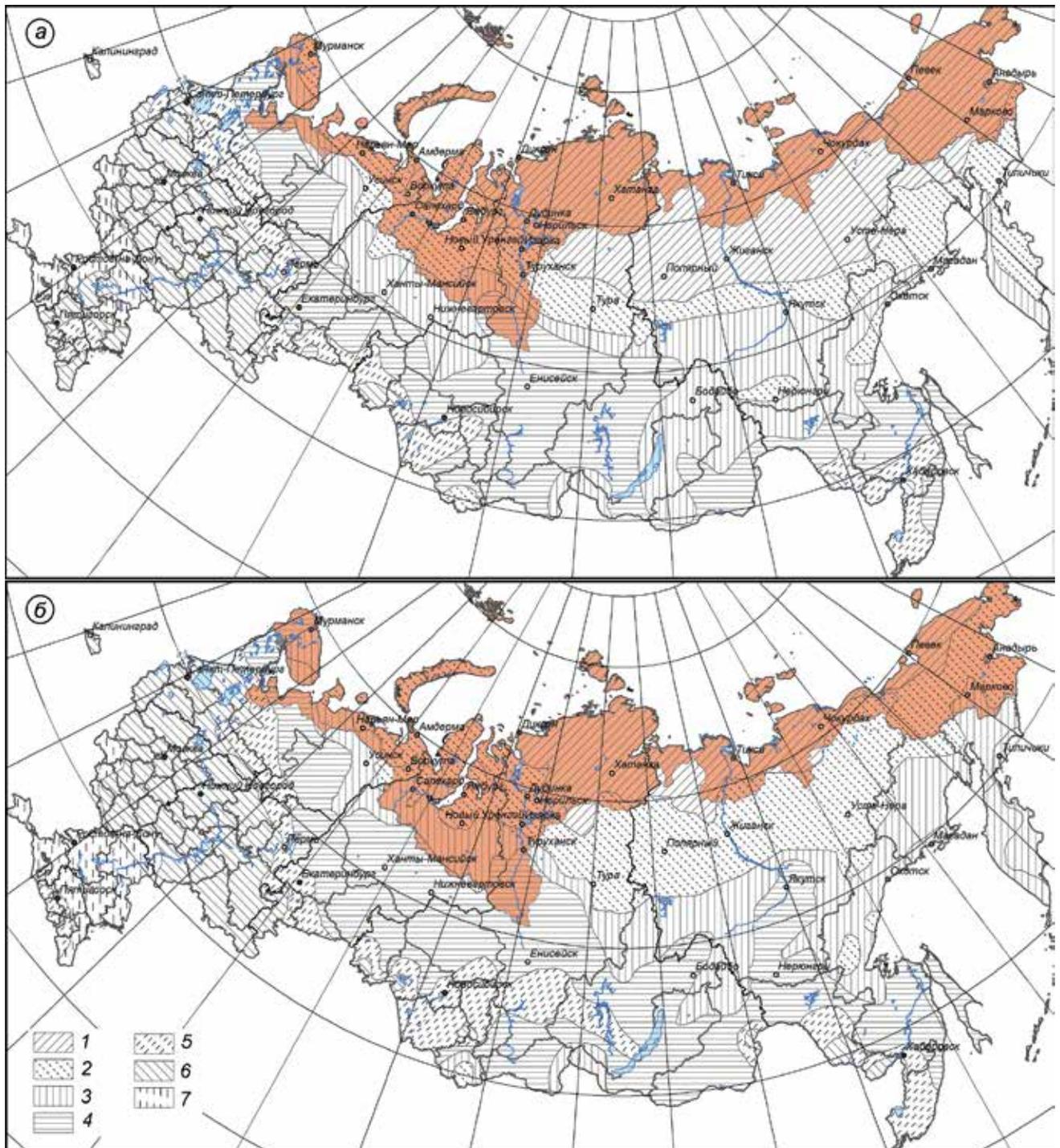


Рис. 1. Карта «Районирование территории Российской Федерации по природным условиям жизни населения» для среднемноголетних условий (1961–1990 гг.) [2] (а) и для начала XXI в. (2001–2010 гг.) (б):

1 – абсолютно неблагоприятная зона; 2 – очень неблагоприятная зона; 3 – неблагоприятная зона; 4 – условно неблагоприятная зона; 5 – условно благоприятная зона; 6 – благоприятная зона; 7 – наиболее благоприятная зона. Арктическая зона Российской Федерации выделена оранжевым цветом

Fig. 1. Map «Zoning of the Russian Federation according to the natural conditions of the population life» for average conditions (1961–1990) (a), for beginning of the 21th century (2001–2010) (b):

1 – absolutely unfavorable zone; 2 – very unfavorable zone; 3 – unfavorable zone; 4 – conditionally unfavorable zone; 5 – conditionally favorable zone; 6 – favorable zone; 7 – mostly favorable zone. The Arctic zone of the Russian Federation is highlighted in orange

ской дискомфортности мы проводили на основе карты «Районирование территории Российской Федерации по природным условиям жизни населения» (масштаб 1:30 000 000), которая была подготовлена в лаборатории климатологии Института географии РАН [3, 11]. На карте дана интегральная балльная оценка степени природной дискомфортности для жизнедеятельности на территории России. Получение интегральной оценки природной дискомфортности в баллах состоит в вычислении в каждой точке градусной сетки среднего балла показателей зональных факторов с последующей их коррекцией с помощью азональных факторов.

К *зональным факторам* отнесены (показатели): астрономический (продолжительность дня и ночи); радиационный (ультрафиолетовая недостаточность—избыточность); холодовой (сумма отрицательных температур воздуха, продолжительность периода с температурой ниже -30°C , продолжительность отопительного периода); мерзлотный (мощность сезонно-талого слоя); тепловой (продолжительность безморозного периода, сумма температур за период с устойчивыми температурами выше $+10^{\circ}\text{C}$); увлажнённости территории (вегетационный индекс NDVI); ветровой (индекс влажного ветрового охлаждения Хилла); изменчивость атмосферного давления (среднеквадратическое отклонение суточных величин давления). К *азональным факторам*: горный (абсолютная высота местности); заболоченность (относительная заболоченность территорий); стихийные явления (сейсмичность, наводнения, тайфуны, цунами) [3].

Карта «Районирование территории Российской Федерации по природным условиям жизни населения» создана для средних климатических условий (период 1961–1990 гг.). В настоящее время она адаптирована для периодов 1991–2000, 2001–2010 гг. и для модельных изменений климата в середине XXI в. (2046–2055 гг.). Для адаптации этой карты к современному климату применялись данные метеорологической сети [12]. В качестве исходных данных для оценки возможных изменений условий жизни населения в середине XXI в. использовались результаты численных экспериментов на глобальных климатических моделях Института вычислительной математики РАН INMCM4 с разрешением $1,5^{\circ} \times 2^{\circ}$ [13, 14], Метеорологического офиса Хэдли Центра HadGEM2-ES, имеющих приблизительное разрешение $2,5^{\circ}$ (широта) $\times 2^{\circ}$ (долгота), и Метеорологического института

им. Макса Планка MPI-ESM-LR с разрешением $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ [15]. Используются результаты расчётов по двум сценариям — RCP4,5 и RCP8,5, согласно которым радиационный форсинг от увеличения концентрации парниковых газов к 2100 г. составит соответственно 8,5 и 4,5 Вт. Глобальное потепление по модельным расчётам к концу XXI в. составит 1,9 К для сценария RCP4,5 и 3,4 К для сценария RCP8,5. Это соответствует предположениям об отсутствии ограничения выбросов и умеренном ограничении выбросов [13–15]. Используются и суточные значения температуры и влажности воздуха, а также скорости ветра за период 2046–2055 гг.

При адаптации карты «Районирование территории Российской Федерации по природным условиям жизни населения» для модельных условий анализировались быстро меняющиеся климатические факторы: термический, представленный тепловым и холодовым, а также ветровой для базового периода и середины XXI в. Оценка качества воспроизведения баллов дискомфортности, рассчитанных по данным моделей для базового климата, получена при помощи сравнения с расчётами по данным метеостанций для периода 1990–1999 гг. Средняя ошибка расчёта интегрального балла дискомфортности по модельным данным составила 4–8% для модели INMCM4, 2–6% для HadGEM2-ES и 2–5% для MPI-ESM-LR. Максимальные ошибки — соответственно 60, 43 и 44% — отмечаются на юге Европейской части России. При этом на большей части территории России интегральный балл дискомфортности, рассчитанный по данным моделей INMCM4 и MPI-ESM-LR, выше, а по данным модели HadGEM2-ES — ниже полученного по данным метеорологической сети. Максимальные ошибки отмечаются на юге России и не затрагивают АЗРФ. Но в целом, модели дают хорошие результаты расчёта интегрального балла дискомфортности и могут быть использованы для прогноза будущих изменений условий дискомфортности на территории России.

Мы анализировали карты дискомфортности жизнедеятельности населения на территории России, составленные по данным наблюдений для периодов 1961–1990, 1991–2000, 2001–2010 гг., и карты, построенные по результатам модельных расчётов для периода 2046–2055 гг. и сценариев RCP4,5 и 8,5. На каждой из этих карт в пределах АЗРФ вычислялись площади территорий с бал-

Таблица 2. Площади зон дискомфорта в Арктической зоне Российской Федерации при современном модельном потеплении климата

Периоды, годы	Зоны дискомфорта			
	абсолютно неблагоприятная	очень неблагоприятная	неблагоприятная	условно неблагоприятная
1961–1990	2293*/65	840/24	256/7	155/4
1991–2000	1938/55	1095/31	325/9	191/5
2001–2010	1436/41	1214/34	600/17	276/8
2046–2055:				
модель INMCM4, сценарий RCP4,5	1541/44	1221/34	498/14	282/8
модель MPI-ESM-LR, сценарий RCP4,5	1074/30	1889/53	370/10	217/6
модель HadGEM2-ES, сценарий RCP4,5	269/8	1673/47	779/22	753/21
модель INMCM4, сценарий RCP8,5	1057/30	1482/42	687/19	317/9
модель MPI-ESM-LR, сценарий RCP8,5	573/16	1838/52	611/17	528/15
модель HadGEM2-ES, сценарий RCP8,5	160/5	1639/46	600/17	1026/29

*В числителе – данные в тыс. км², в знаменателе – в %.

лами, соответствующими определённой степени природной дискомфорта жизнедеятельности. Построение карт и измерение площадей проводилось с использованием геоинформационных пакетов ArcGIS и QGIS. Ошибка измерения площадей с учётом математической основы и генерализации данных для Дальневосточного федерального округа составила 0,22%, для Сибирского – 0,72%, Уральского и Северо-Западного – 4,6 и 1,08% соответственно. Таким образом, средняя ошибка – меньше 1%, а максимальная (в Уральском федеральном округе) – не превышает 4,6%.

Результаты исследования

Изменение площадей с разной степенью дискомфорта от периода 1961–1990 гг. к периоду современного потепления 2001–2010 гг. в АЗРФ и на не вошедших в неё территориях России показано на рис. 1. Из него видно, что ослабление климатической дискомфорта в результате потепления прежде всего характерно для западной части АЗРФ, прилегающей к Баренцеву морю, а также Ямало-Ненецкого автономного округа и Туруханского района Красноярского края. Климатическая дискомфортность снизилась и в южной части Чукотского автономного округа. Это вызвано увеличением повторяемости циклонов зимой и уменьшением их повторяемости в переходные сезоны и летом [4]. На данной территории отмечается также уменьшение сильных

ветров, которое в основном связано с сокращением повторяемости глубоких циклонов [16]. Летом происходят углубление барической ложбины на Арктическом фронте и усиление интенсивности циклонической деятельности над западными районами Баренцева моря, что вызывает смещение зоны наиболее частого прохождения циклонов на Арктическом фронте к северу на 2° широты [17].

Во все периоды большая часть АЗРФ – это территории с *абсолютно неблагоприятными* и *очень неблагоприятными* условиями. Для средне-многолетних условий (1961–1990 гг.) они суммарно занимают 89% зоны, для периода 1991–2000 гг. – 86%, а для современного периода 2001–2010 гг. – уже 75%. Ослабление дискомфорта происходило неравномерно. Так, в 1990-е годы наблюдалось уменьшение площади абсолютно неблагоприятных территорий (на 10%) в основном за счёт увеличения площади (на 7%) очень неблагоприятных территорий (более мягкая градация дискомфорта по сравнению с очень неблагоприятной) (табл. 2). В начале XXI в. отмечалось дальнейшее сокращение площади территорий с абсолютно неблагоприятными условиями (на 14%), расширение площадей с очень неблагоприятными (на 3%) и неблагоприятными условиями – более мягкая градация дискомфорта (на 9%). Однако в этот же период АЗРФ всё равно характеризуется преимущественно абсолютно неблагоприятными (41%) и очень неблагоприятными (34%) условиями.

Таким образом, в начале XXI в. произошло сокращение почти в 1,6 раза абсолютно неблаго-

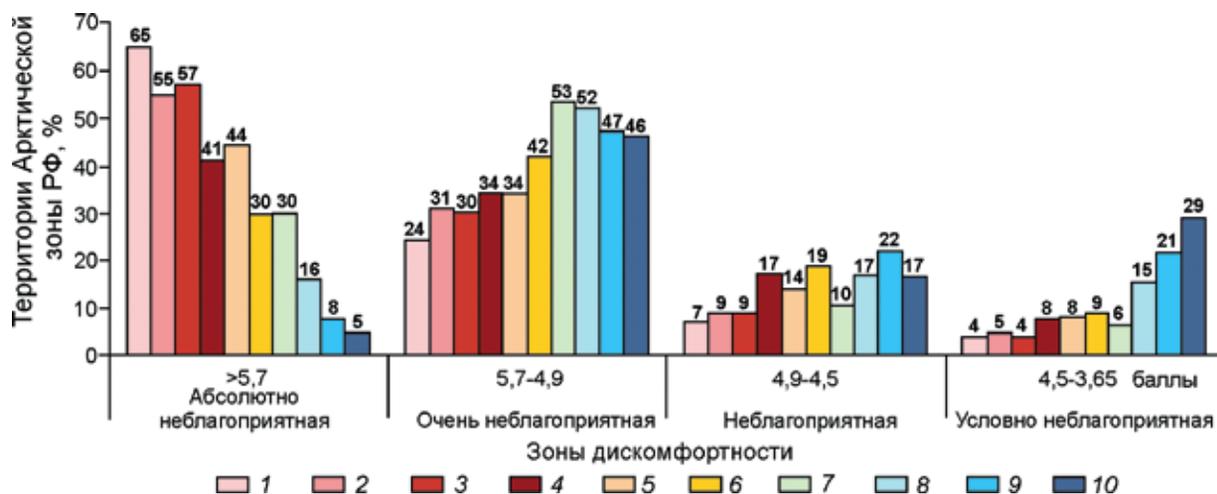


Рис. 2. Площади зон дискомфорта при современном и модельном потеплении климата в Арктической зоне РФ:

Периоды 1 – 1961–1990 гг.; 2 – 1991–2000 гг.; 3 – 1990–1999 гг., модель INMCM4; 4 – 2001–2010 гг.; 5 – 2046–2055 гг., модель INMCM4, сценарий RCP4,5; 6 – 2046–2055 гг., модель INMCM4, сценарий RCP8,5; 7 – 2046–2055 гг., модель MPI-ESM-LR, сценарий RCP4,5; 8 – 2046–2055 гг., модель MPI-ESM-LR, сценарий RCP8,5; 9 – 2046–2055 гг., модель HadGEM2-ES, сценарий RCP4,5; 10 – 2046–2055 гг., модель HadGEM2-ES, сценарий RCP8,5

Fig. 2. The areas of zones of discomfort in modern and model climate warming in the Arctic zone of the Russian Federation:

Periods 1 – 1961–1990; 2 – 1991–2000; 3 – 1990–1999, model INMCM4; 4 – 2001–2010; 5 – 2046–2055, model INMCM4, scenario RCP4,5; 6 – 2046–2055, model INMCM4, scenario RCP8,5; 7 – 2046–2055, model MPI-ESM-LR, scenario RCP4,5; 8 – 2046–2055, model MPI-ESM-LR, scenario RCP8,5; 9 – 2046–2055, model HadGEM2-ES, scenario RCP4,5; 10 – 2046–2055, model HadGEM2-ES, scenario RCP8,5

приятных территорий по сравнению с периодом 1961–1990 гг. В то же время наблюдалось увеличение в 1,4 раза площади территорий с очень неблагоприятными условиями (более мягкая градация дискомфорта) и в 1,8 раза площади с неблагоприятными условиями (более мягкая градация дискомфорта). Площади территорий с неблагоприятными условиями при современном потеплении достигают 17% территории АЗРФ по сравнению с 7% в 1961–1990 гг. В результате ослабления климатического дискомфорта в АЗРФ расширилась площадь условно неблагоприятных территорий – до 8%. При потеплении климата в Арктической зоне площадь территорий с абсолютно неблагоприятными условиями сократилась на 857 тыс. км², или на 24%. При этом площадь как очень неблагоприятных, так и неблагоприятных территорий увеличилась на 10%, а условно неблагоприятных – на 4% (см. табл. 2).

Отметим, что потепление климата в Арктической зоне Российской Федерации в конце XX – начале XXI в. было неоднородно не только в пространстве, но и во времени. Скорость сокращения абсолютно неблагоприятных территорий

увеличивалась. Так, в конце XX в. она составляла 33,5 тыс. км²/год, а в XXI в. – уже 85,7 тыс. км²/год (если предположить равномерность изменений). Расширение территорий с более мягкими градациями дискомфорта также выросло с 25,5 тыс. км²/год в конце XX в. до 37,4 тыс. км²/год в начале XXI в. для очень неблагоприятных территорий и с 6,9 тыс. км²/год до 34,4 тыс. км²/год в этот же период – для неблагоприятных (т.е. почти в пять раз).

Площади зон дискомфорта при современном климате и модельном (2046–2055 гг.) потеплении в АЗРФ представлены на рис. 2. По данным моделей, ожидаемое потепление в 2046–2055 гг. («мягкий» антропогенный сценарий RCP4,5) будет сравнимо по влиянию на балльные оценки дискомфорта жизнедеятельности населения с потеплением для периода 2001–2010 гг. Более «жёсткий» сценарий RCP 8,5 показывает наибольшее сокращение площади абсолютно неблагоприятных территорий за счёт расширения очень неблагоприятных и неблагоприятных (более мягкие градации дискомфорта) территорий (см. табл. 2 и рис. 2). Таким образом, модельное потепление может привести к значимому сокращению площа-

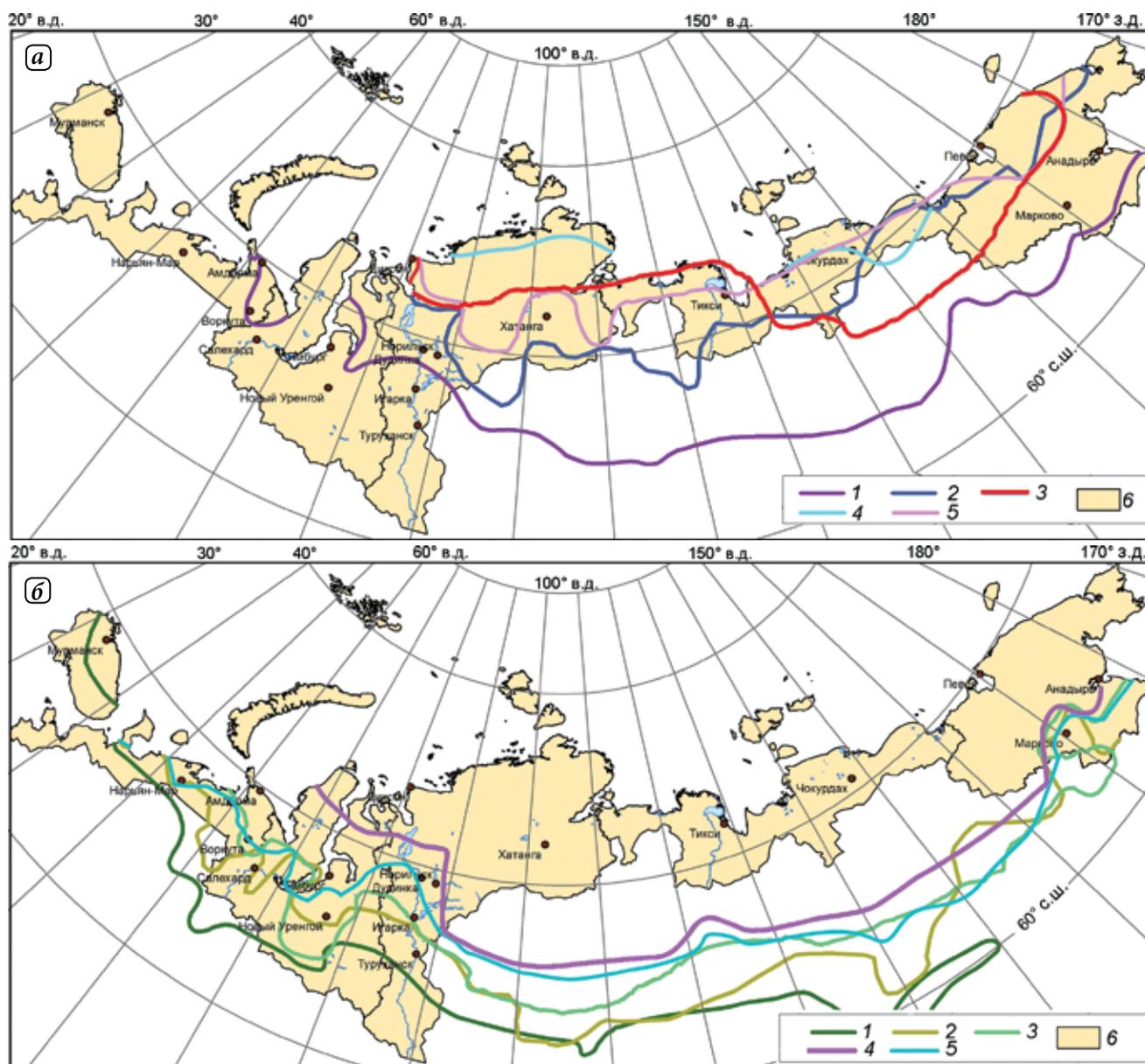


Рис. 3. Южная граница абсолютно неблагоприятной (а) и очень неблагоприятной (б) зоны на карте «Районирование территории Российской Федерации по природным условиям жизни населения»:

1 – период 1961–1990 гг.; 2 – период 2001–2010 гг.; 3 – период 2046–2055 гг., модель INMCM4, сценарий RCP8,5; 4 – период 2046–2055 гг., модель HadGEM2-ES, сценарий RCP8,5; 5 – период 2046–2055 гг., модель MPI-ESM-LR, сценария RCP8,5; 6 – территория Арктической зоны Российской Федерации

Fig. 3. South boundary of an absolutely unfavorable zone on the map «Zoning of the Russian territory according to living conditions of the population»:

1 – period 1961–1990; 2 – period 2001–2010; 3 – period 2046–2055, model INMCM4, scenario RCP8,5; 4 – period 2046–2055, model HadGEM2-ES, scenario RCP8,5; 5 – period 2046–2055, model MPI-ESM-LR, scenario RCP8,5; 6 – The Arctic zone of the Russian Federation

дей с наиболее дискомфортными условиями и заменой их менее дискомфортными.

Основные отличия связаны с локализацией будущих изменений. В отличие от современного потепления, в середине XXI в. можно ожидать со-

кращения площади абсолютно неблагоприятных территорий на севере Красноярского края и небольшого расширения этих территорий (по сравнению с современным климатом) на севере Якутии и Чукотского автономного округа (рис. 3).

В середине XXI в. в АЗРФ площадь территорий с абсолютно неблагоприятными условиями, вероятно, уменьшится с 21% (модель INMCM4) до 57% (модель HadGEM2-ES) по сравнению с периодом 1961–1990 гг. При этом увеличатся площади очень неблагоприятных, неблагоприятных и условно неблагоприятных территорий на 10–23, 7–15 и 4–17% по соответствующим моделям (см. табл. 2). При сравнении площадей в периоды 2001–2010 и 2045–2055 гг. видно, что при ожидаемом потеплении площади территорий с абсолютно неблагоприятными условиями могут увеличиться всего на 3% для модели INMCM4 и уменьшиться на 11 и 33% для моделей MPI-ESM-LR и HadGEM2-ES соответственно. При этом площадь неблагоприятных территорий может сократиться на 3–7% по моделям INMCM4 и MPI-ESM-LR и увеличиться на 5% по модели HadGEM2-ES (см. табл. 2). Таким образом, при «мягком» сценарии потепления изменения площадей с разной степенью дискомфорта в Арктической зоне по сравнению с современными условиями ожидаются не очень большими по моделям INMCM4 и MPI-ESM-LR и значительными – по модели HadGEM2-ES.

При более «жестком» сценарии RCP 8,5 изменения площадей неблагоприятных территорий больше. Так, площади абсолютно неблагоприятных территорий при реализации этого сценария могут сократиться на 35–60% по сравнению с периодом 1961–1990 гг. и на 11–36% по сравнению с периодом 2001–2010 гг. При этом ожидается расширение очень неблагоприятных (более мягкая градация дискомфорта) территорий на 18–22 и 8–12%, неблагоприятных – на 12–10 и 2–0% и относительно неблагоприятных – на 5–24 и 1–21% соответственно для тех же периодов и моделей (см. табл. 2).

В середине XXI в. скорости изменения площадей территорий с различным уровнем дискомфорта в Арктической зоне замедляются по сравнению с концом XX в. Скорость сокращения абсолютно неблагоприятных территорий для сценария RCP8,5 вероятно, уменьшится до 9,5 тыс. км²/год (при равномерности изменений) по модели INMCM4, до 21,6 и 31,9 тыс. км²/год по моделям MPI-ESM-LR и HadGEM2-ES соответственно. Для сценария RCP4,5 площадь абсолютно неблагоприятных территорий стала немного увеличиваться со скоростью 2,6 тыс. км²/год для модели INMCM4, но для моделей MPI-ESM-LR и MPI-ESM-LR площадь этой зоны будет умень-

шаться со скоростью 9,1 и 29,2 тыс. км²/год. Расширение территорий с более мягкими грациями дискомфорта – очень неблагоприятных и неблагоприятных – также замедлилось: для сценария RCP8,5 – до 6,7 тыс. км²/год; для модели INMCM4 – до 2,1 тыс. км²/год; для модели MPI-ESM-LR – до 15,6 и 0,3 тыс. км²/год и для модели HadGEM2-ES до 10,6 и 0 тыс. км²/год соответственно.

На рис. 3 показано смещение южных границ абсолютно неблагоприятной и очень неблагоприятной зон в Арктической зоне и на прилегающих территориях для рассматриваемых периодов и моделей по сценарию RCP8,5. Как видно из рис. 3, а, южная граница абсолютно неблагоприятной зоны оказалась очень чувствительной к потеплению и её смещение было максимальным. Ослабление дискомфорта до очень неблагоприятной градации и отступление южной границы абсолютно неблагоприятной зоны происходили в западном секторе Арктической зоны почти до п-ова Таймыр для всех моделей. Население этого сектора составляет около 1,4 млн человек (или 88% общей численности населения Арктической зоны). Смещение границы имело меридиональный характер, что может быть объяснено влиянием Атлантики. Восточнее р. Енисей ослабление дискомфорта было преимущественно зональным. Наибольшее ослабление дискомфорта и максимальное смещение границы показывает модель HadGEM2-ES, согласно которой абсолютно неблагоприятная зона практически исчезает на материковой части Арктической зоны.

Граница очень неблагоприятной зоны оказалась менее чувствительной к потеплению ввиду его меньшей интенсивности в этих широтах. При этом основные изменения также наблюдались на севере Европейской части России и на севере Западной Сибири, где южная граница очень неблагоприятной зоны отступила в северо-восточном направлении для всех моделей. В Мурманской области очень неблагоприятная зона в начале XXI в. вообще исчезла (см. рис. 3, б). На юге Чукотского АО граница очень неблагоприятной зоны в начале текущего столетия также сместилась к северу. Но повсеместно смещение границы было менее значительным. Максимальные изменения показывает также модель HadGEM2-ES, особенно в западной части Арктической зоны.

Таким образом, в результате потепления 1991–2010 гг. в Арктической зоне произошло значительное сокращение территории с абсолютно неблагоприятными условиями с переходом этих территорий в градацию очень неблагоприятных. Масштаб сокращения сравним с изменением дискомфорта при «мягком» антропогенном сценарии для периода 2046–2055 гг. для моделей INMCM4 и MPI-ESM-LR. Максимальные изменения в Арктической зоне для середины XXI в. ожидаются по модели HadGEM2-ES.

Заключение

Современное потепление климата в период 1991–2010 гг. привело к значительному ослаблению климатического дискомфорта в Арктической зоне Российской Федерации. Оно выразилось в сокращении площадей с абсолютно неблагоприятными условиями для жизнедеятельности населения и формированием на их месте условий с более слабой дискомфортом. Абсолютно неблагоприятные условия для жизнедеятельности населения сохранились только в наименее заселённой центральной и отчасти восточной частях Арктической зоны. Изменение климата связаны с уменьшением суммы отрицательных температур

и числа дней с очень низкими температурами, а также с ростом суммы активных температур и увеличением безморозного периода. Районы Арктической зоны Российской Федерации, где наблюдалось наибольшее ослабление климатического дискомфорта, представляют собой муниципальные образования, выходящие к Баренцеву морю и западной части Карского моря с населением около 1,4 млн человек, а также к Тихому океану (южная часть Чукотского автономного округа).

Последствия потепления в Арктической зоне Российской Федерации в период 1991–2010 гг. оказались сопоставимы с ожидаемыми изменениями, полученными по результатам численных экспериментов на модели Института вычислительной математики РАН (INMCM4) и модели Метеорологического института им. Макса Планка MPI-ESM-LR для «мягкого» сценария RCP4,5. Максимальные изменения в Арктической зоне для середины XXI в. возможны по модели Метеорологического офиса Хэдли Центра HadGEM2-ES.

Благодарности. Исследование выполнено в Институте географии РАН с помощью гранта Российского научного фонда (проект № 16-17-10236).

Acknowledgement. Researches were supported by Russian Science Foundation (RSF) grant No. 16-17-10236.

Литература

1. Электронный ресурс <http://www.government.ru/docs/22846/>
2. НИР: Разработка предложений по определению южной границы Арктической зоны Российской Федерации (АЗРФ). Основные положения и выводы 1 этапа работы (2009). Шифр темы 2002-07-09. Заказчик Минэкономразвития России, ИГРАН, 2009.
3. Золотокрылин А.Н., Кренке А.Н., Виноградова В.В. Районирование России по природным условиям жизни населения. М.: ГЕОС, 2012. 156 с.
4. Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. М.: Росгидромет, 2014. 1009 с.
5. Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я. Евразийская Арктика. Климатически обусловленные колебания ледников во второй половине XX в. // Оледенение Северной и Центральной Евразии в современную эпоху / Ред. В.М. Котляков. М.: Наука, 2006. С. 97–114.
6. Туткова Т.Б., Виноградова В.В. Сроки залегания снежного покрова на территории России в нача-

References

1. <http://www.government.ru/docs/22846/>
2. *Razrabotka predlozheniy po opredeleniyu yuzhnoy granitsy Arkticheskoy zony Rossiyskoy Federatsii (AZRF)*. Research: Development of proposals on definition of the southern border of the Arctic zone of the Russian Federation. The main provisions and conclusions of phase 1 work (2009). Cipher themes 2002-07-09. Customer: Ministry Of Economic Development, IGRAS, 2009. [In Russian].
3. *Zolotokrylin A.N., Krenke A.N., Vinogradova V.V. Rayonirovanie Rossii po prirodnyim usloviyam zhizni naseleniya*. Zoning of Russia by natural conditions of life. Moscow: Geos, 2012: 156 p. [In Russian].
4. *Vtoroy otsenochnyi doklad ob izmeneniyakh klimata i ikh posledstviyakh na territorii Rossiyskoy Federatsii*. The second estimation report on climate changes and their consequences on the territory of Russian Federation. Moscow: Roshydromet, 2014: 1009 p. [In Russian].
5. *Glazovsky A.F., Macheret Yu.Ya.* Eurasian Arctic. Climate-driven fluctuations of glaciers in the second half of the twentieth century. *Olednenie Severnoy I Tsentral'noy*

- ле XXI в. по спутниковым данным // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 1. С. 25–33.
7. Дроздов Д.С., Слагода Е.А., Абрамов А.А., Ермак А.А., Орехов П.Т. Предварительные результаты геокриологических исследований на острове Хейса (Земля Франца-Иосифа): Материалы 4-й конф. геокриологов России. МГУ имени М.В. Ломоносова, 7–9 июня 2011 г. Региональная и историческая геокриология. Т. 2. Ч. 5. М.: Университетская книга, 2011. С. 52–59.
 8. Малкова Г.В. Мониторинг температуры и глубины сезонного протаивания пород на стационаре Болванский в дельте Печоры: Материалы 4-й конф. геокриологов России. МГУ имени М.В. Ломоносова, 7–9 июня 2011 г. Региональная и историческая геокриология. Т. 2. Ч. 5. М.: Университетская книга, 2011. С. 111–118.
 9. Григорьев М.Н., Разумов С.О., Куницкий В.В., Спектор В.Б. Динамика берегов восточных арктических морей России: основные факторы, закономерности и тенденции // Криосфера Земли. 2006. Т. X. № 4. С. 74–94.
 10. Электронный ресурс. Федеральная служба государственной статистики <http://www.gks.ru>
 11. Виноградова В.В., Золотокрылин А.Н. Современные и ожидаемые изменения роли климатического фактора в оценке природных условий жизни населения в Российской Федерации // Изв. РАН. Сер. геогр. 2014. № 4. С. 16–21.
 12. Электронный ресурс. Архив ВНИИГМИ-МЦД <http://www.meteo.ru>
 13. Volodin E.M. Possible reasons for low climate-model sensitivity to increased carbon dioxide concentrations // Izvestiya RAS. Atmospheric and Oceanic Physics. 2014. V. 50. № 4. P. 350–355.
 14. Volodin E.M., Dianskii N.A., Gusev A.V. Simulating present-day climate with the inmcm 4,0 coupled model of the atmospheric and oceanic general circulations // Izvestiya RAS. Atmospheric and Oceanic Physics. 2010. V. 46. № 4. P. 414–431.
 15. Электронный ресурс <ftp://ftp.ceda.ac.uk/badc/cmip5/data/cmip5/output1/>
 16. Брызгин Н.Н., Дементьев А.А. Опасные метеорологические явления в Российской Арктике. СПб.: Гидрометеоздат, 1996. 156 с.
 17. Титкова Т.Б., Михайлов А.Ю., Виноградова В.В. Арктический фронт и ледовитость Баренцева моря в зимний период // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2014. Т. 11. № 3. С. 117–125.
 - Evrazii v sovremennuyu epokhu. Glaciation of Northern and Central Eurasia in the modern era. Ed. V.M. Kotlyakov. Moscow: Nauka, 2006: 97–114. [In Russian].*
 6. Titkova T.B., Vinogradova V.V. Snow occurrence time on the Russia's territory in the early 21st century (from satellite data). *Led i Sneg. Ice and Snow. 2017, 57 (1): 25–33. [In Russian].*
 7. Drozdov D.S., Slagoda E.A., Abramov A.A., Ermak A.A., Orekhov P.T. Preliminary results of geocryological studies on the island of Heiss (Franz Josef Land). *Materialy 4 konferentsii geokriologov Rossii. Materials of the fourth conf. of geocryologists of Russia. Moscow: Universitetskaya kniga. 2011, 2 (5): 52–59.*
 8. Malkova G.V. Monitoring of temperature and depth of seasonal thawing of rocks at Bolvansky station in the Pechora Delta. *Materialy 4 konferentsii geokriologov Rossii. Materials of the fourth conf. of geocryologists of Russia. Moscow: Universitetskaya kniga. 2011, 2 (5): 111–118.*
 9. Grigoriev M.N., Razumov S.O., Kunitskiy V.V., Spektor V.B. Dynamics of the shores of the eastern Arctic seas of Russia: main factors, patterns and trends. *Kriosfera Zemli. Cryosphere of the Earth. 2006, X (4): 74–94.*
 10. *Federal'naya sluzhba gosudarstvennoy statistiki. Federal state statistics service. <http://www.gks.ru>*
 11. Vinogradova V.V., Zolotokrylin A.N. Current and future role of climatic factor in the estimation of natural conditions of life in Russia. *Izvestiya Rossiiskoy Akademii Nauk. Seriya Geograficheskaya. Proc. of the Russian Academy of Sciences. Geographic Series. 2014, 4: 16–21. [In Russian].*
 12. *Arkhiy VNIIGMI-MTSD. Archive RIHMI WDC. <http://www.meteo.ru>*
 13. Volodin E.M. Possible reasons for low climate-model sensitivity to increased carbon dioxide concentrations. *Izvestiya RAS. Atmospheric and Oceanic Physics. 2014, 50 (4): 350–355.*
 14. Volodin E.M., Dianskii N.A., Gusev A.V. Simulating present-day climate with the inmcm4,0 coupled model of the atmospheric and oceanic general circulations. *Izvestiya RAS. Atmospheric and Oceanic Physics. 2010, 46 (4): 414–431.*
 15. <ftp://ftp.ceda.ac.uk/badc/cmip5/data/cmip5/output1/>
 16. Bryazgin N.N., Dement'ev A.A. *Opasnye meteorologicheskie yavleniya v Rossiiskoy Arktike. Dangerous meteorological phenomena in the Russian Arctic. Saint Petersburg: Roshydromet, 1996: 156 p. [In Russian].*
 17. Titkova T.B., Mikhailov A.Y., Vinogradova V.V. Arctic front and Barents Sea ice coverage in winter. *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa. Current problems in remote sensing of the Earth from space. 2014, 11 (3): 117–125. [In Russian].*

Экспресс - информация

УДК 551.32:551.583.2

doi: 10.15356/2076-6734-2018-2-255-260

В поисках древнейшего льда Антарктиды

© 2018 г. В.Я. Липенков^{1*}, А.А. Екайкин^{1,2}

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

Hunting for Antarctica's oldest ice

V.Ya. Lipenkov^{1*}, A.A. Ekaykin^{1,2}

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

Received May 3, 2018

Accepted May 7, 2018

Keywords: *Antarctica, deep drilling, ice dating, Mid-Pleistocene Transition, oldest ice, paleoclimatic reconstruction.*

Summary

One of the key priority tasks for the international Antarctic community is drilling and studying old Antarctic ice with age exceeding 1 million years in order to investigate possible reasons for the Mid-Pleistocene Transition. During the 2017–2018 austral season at Vostok Station, we carried out microscopic study of geometrical properties of the crystalline inclusions of air hydrates in ice core samples from boreholes 5G-3 (Vostok) and DC2 (EPICA DC) in depth intervals where the age of the ice exceeded 400,000 years. The obtained data confirmed the existence of a robust linear relationship between the mean radius of the hydrates and the age of the ice in the bottom part of the East Antarctic ice sheet, and will be useful for further development of the new dating technique based on the phenomena of hydrate growth in polar ice. Preliminary, the age of the atmospheric ice bedded at Vostok at a depth of 3538 m, inferred from the data on the size of the hydrates, amounts to 1.3 ± 0.17 million years. The existence of ice older than 1 million years in the vicinity of Vostok implies that in the area of Ridge B, where the ice flow line which passes through Vostok Station originates, even older ice, with undisturbed stratigraphy, may exist. It would be desirable therefore to carry out a glacio-geophysical traverse to Ridge B in order to implement a detailed study of Dome B area aimed at identifying the most suitable site for a new deep drilling of the Antarctic ice sheet.

Citation: Lipenkov V.Ya., Ekaykin A.A. Hunting for Antarctica's oldest ice. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2018. 58 (2): 255–260. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2018-2-255-260

Поступила 3 мая 2018 г.

Принята к печати 7 мая 2018 г.

Ключевые слова: *Антарктида, гидраты, глубокое бурение, датирование льда, древний лёд, климатическая перестройка, палеоклиматическая реконструкция, плейстоцен.*

Сделан краткий обзор деятельности международного антарктического сообщества по поиску древнего льда в Антарктиде. Приведены предварительные результаты работ, полученные на станции Восток в период 63-й Российской антарктической экспедиции, которые подтверждают, что возраст льда в уже полученном на станции керне превышает 1 млн лет. Сформулированы первоочередные задачи дальнейших исследований древнего антарктического льда на станции Восток и в районе Ледораздела В.

В области изучения прошлых изменений климата, их причин и механизмов к наиболее приоритетным задачам международного антарктического сообщества относятся получение и исследование керна древнего антарктического льда, возраст которого превышает 1 млн лет [1]. Комплексные исследования такого керна позволят понять причины перестройки климатиче-

ской системы планеты в середине плейстоцена (Mid Pleistocene Transition – МРТ), которая примерно 1 млн лет назад привела к смене 40-тысячелетней периодичности в чередовании ледниковых и межледниковых эпох на 100-тысячелетнюю с более амплитудными и продолжительными климатическими колебаниями. Начиная с 2004 г., поиск древнего льда в Антарктиде

(The Oldest Ice Project) занимает первое место в ряду основных международных проектов, поддерживаемых Координационным комитетом программы «Международное партнерство в исследованиях ледяных кернов» (International Partnership in Ice Core Science – IPICS) [2]. Считается, что атмосферный лёд возрастом 1,5 млн лет с ненарушенным залеганием ледяных слоёв может быть найден в основании восточно-антарктического ледникового покрова. Наиболее благоприятные районы для поиска древнего льда – ближайшие окрестности крупнейших куполов Восточной Антарктиды (А, В, С и F) и седловины ледоразделов в местах, которые характеризуются умеренной мощностью ледникового покрова (порядка 2500 м), плоским рельефом подледникового ложа, близкой к нулевой скоростью горизонтального движения льда, отсутствием таяния на ложе и низкой скоростью аккумуляции ледяных отложений [3].

Активную деятельность по поиску древнего льда ведут европейские, американские, австралийские, японские и китайские учёные. В антарктический сезон 2010/11 г. китайские специалисты приступили к выполнению национального проекта глубокого бурения льда на Куполе А (станция Куньлунь). К настоящему времени достигнута глубина 800 м. Весь полученный ледяной керн вывезен из Антарктиды в Шанхайский Институт полярных исследований, но исследования его пока не начаты. Американские учёные предпринимают попытки получить предварительную информацию о газовом составе атмосферы Земли во время и до МРТ, изучая древний голубой лёд, обнаруженный в Трансантарктических горах в районе Алан Хиллс (Allan Hills). Возраст этого льда достигает 1 млн лет [4], а по последним сообщениям – даже 2,7 млн лет, если доверять аргоновым датировкам. Однако особенности залегания голубого льда таковы, что он позволяет получить только снимок состояния атмосферы с весьма неопределённой временной привязкой.

В 2016 г. консорциум четырнадцати научно-исследовательских организаций из десяти европейских стран начал реализацию предварительной фазы проекта Beyond EPICA-Oldest Ice (BE-OI). В работе на правах партнёров участвуют американские, австралийские и японские учёные. На предварительный этап этого проекта в 2016–2019 гг. выделено существенное фи-

нансирование из новой европейской рамочной программы «Горизонт 2020». Научная программа первого этапа предусматривает рекогносцировочные работы в Антарктиде, развитие новых методов датирования и аналитических исследований льда, а также создание новых технологий и технических средств для быстрого получения предварительной информации о строении, составе и возрасте ледниковой толщи. В рамках проекта BE-OI ведётся поиск древнейшего льда в окрестностях антарктических Куполов С (район франко-итальянской ст. Конкордия) и F (район японской ст. Купол Фуджи) [5, 6]. В соответствии с текущими планами консорциума BE-OI бурение глубокой скважины на древний лёд может быть начато в 40 км к юго-западу от Купола С уже в 2019–2020 гг.

Проект Vostok Oldest Ice Challenge (VOICE), предложенный и обоснованный в работе [7], рассматривается международным научным сообществом как возможный российский вклад в решение проблемы поиска и исследования древнего антарктического льда. Реализация этого проекта могла бы дать важные результаты как в области исследования причин МРТ, так и в области разработки методов изучения древнего льда ещё до старта большого международного проекта глубокого бурения в районе ст. Конкордия, что способствовало бы более тесному сотрудничеству российских учёных с консорциумом BE-OI. Проект VOICE предполагает детальное исследование строения и состава ледяной толщи, залегающей в районе ст. Восток глубже нижней границы ненарушенного климатического сигнала в ледяном керне, которая зафиксирована на глубине 3310 м (возраст льда 420 тыс. лет). Частичное нарушение первичной стратиграфической последовательности ледяных слоёв в интервале глубин 3310–3539 м не позволяет датировать керн традиционными методами, основанными на использовании временных рядов температуры и скорости аккумуляции льда, реконструированных по изотопным данным. Для оценки возраста ледяного керна в этом интервале предложено использовать рост гидратов воздуха во льду [8]. Рост кристаллических включений клатратных гидратов воздуха в полярных ледниковых покровах происходит за счёт диффузии молекул газа через кристаллическую решётку льда. Строгое математическое описание

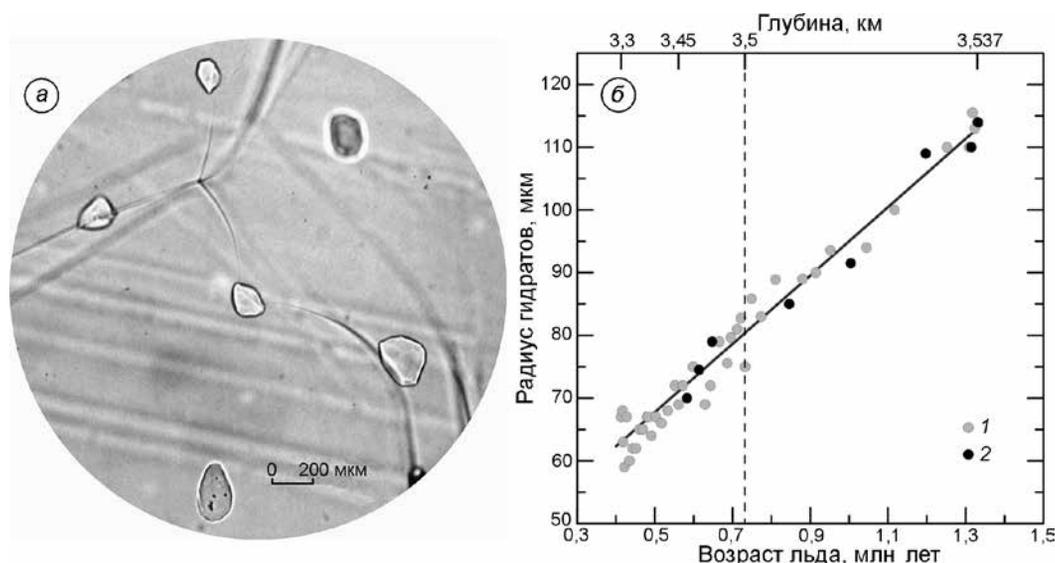


Рис. 1. Кристаллические включения клатратных гидратов воздуха в керне древнего льда со станции Восток: *a* – вид гидратных включений под микроскопом (сква. 5Г-3, глубина 3512 м); *б* – линейная зависимость среднего радиуса гидратов от возраста льда: 1 – результаты измерений по керну скв. 5Г-1 [8, 11]; 2 – новые данные, полученные в сезон 63-й РАЭ по керну скв. 5Г-3. Возраст льда до глубины 3500 м оценивался по экстраполированной гляциологической временной шкале GTS-III [12]; глубже 3500 м установленная линейная зависимость использовалась для оценки возраста льда по размеру гидратов

Fig. 1. Crystalline inclusions of air clathrate hydrates in the core of old ice from Vostok Station: *a* – a view of the hydrate inclusions under a microscope (borehole 5G-3, depth 3512 m); *б* – the linear relationship between the mean radius of air hydrates and the age of the ice: 1 – results of measurements implemented on the ice core from borehole 5G-1 [8, 11]; 2 – new data obtained from the 5G-3 ice core during the last austral season (63 RAE). Above a depth of 3500 m, the age of ice has been estimated using extrapolated glaciological timescale GTS-III [12]; below 3500 m the linear relationship established above has been used to estimate the age of the ice on the basis of the measured sizes of hydrates

этого процесса дано в работе А.Н. Саламатина с соавторами [9]. Модель описывает эволюцию распределения гидратов по размерам во времени и, следовательно, позволяет оценивать приращение возраста гидратов по экспериментальным данным об их геометрических характеристиках. Исследование процесса роста гидратов в придонных частях ледникового покрова, выполненное с помощью этой модели, сопряжённой с моделью движения ледника, показало, что в наиболее древних (старше 400 тыс. лет) ледяных отложениях средний радиус включений увеличивается линейно с возрастом льда [8]. Этот теоретический вывод подтверждён экспериментальными данными о размере гидратов в хорошо датированном ледяном керне со ст. Купол Фуджи, поднятом с глубины более 2500 м (возраст льда 400–720 тыс. лет) [10].

В январе 2018 г. в гляциологической лаборатории на ст. Восток были выполнены микроскопические исследования гидратов воздуха в ледяном керне из новой, «восточной» скв. 5Г-3 (рис. 1, *a*). Данные, полученные по

этому керну, хорошо согласуются с результатами предшествующих измерений по керну скв. 5Г-1 и подтверждают максимальные размеры гидратов, зафиксированные по старому керну в подошве толщи атмосферного льда (см. рис. 1, *б*). Предварительное датирование керна до глубины 3500 м выполнено путём экстраполяции гляциологической временной шкалы GTS-III [12]. На основе этой датировки и данных по размеру гидратов в интервале глубин 3450–3500 м (на рис. 1, *б* он ограничен вертикальным пунктиром) была уточнена линейная зависимость среднего радиуса гидратов от возраста льда. Экстраполяция этой зависимости на самую нижнюю часть керна позволила оценить возраст атмосферного льда, залегающего глубже 3500 м. Как следует из рис. 1, *б*, на глубине 3537 м возраст льда достигает примерно 1,3 млн лет.

В этом же полевом сезоне на ст. Восток впервые были выполнены измерения размера и счётной концентрации гидратов воздуха в ледяном керне из скв. DC2, пробуренной на Куполе С (ст. Конкордия) в рамках европейского проек-

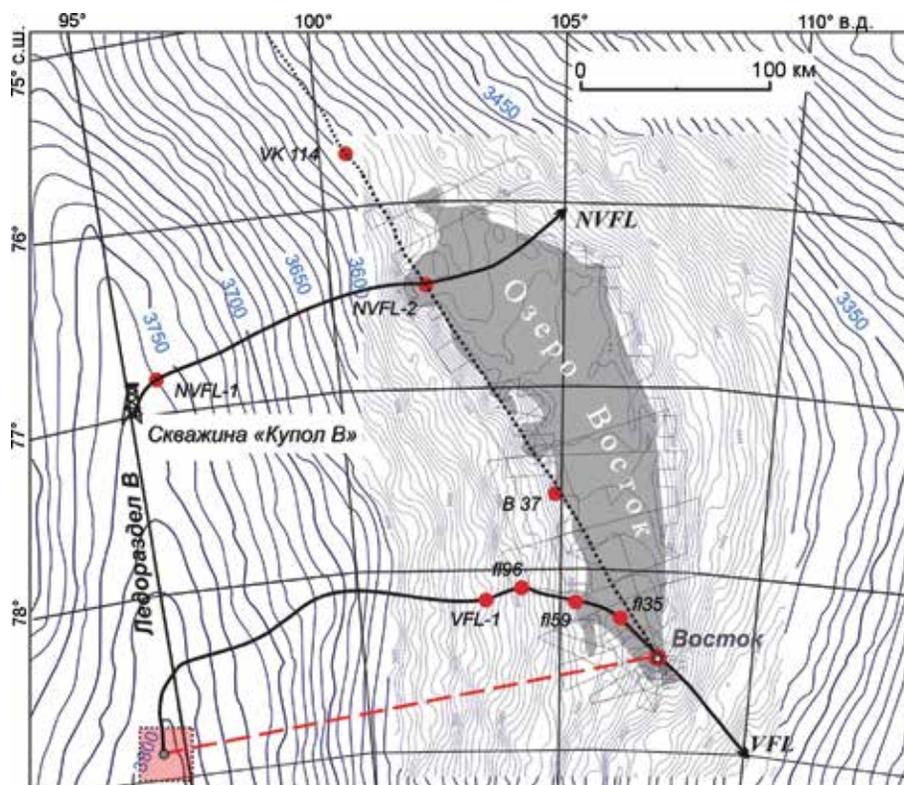


Рис. 2. Гляциологические исследования Российской антарктической экспедиции в районе подледникового озера Восток и Ледораздела В.

VFL и NVFL – линии тока льда, берущие начало на Ледоразделе В и проходящие через ст. Восток (VFL) и северную часть оз. Восток (NVFL). Точечная линия – старая трасса транспортных походов Мирный – Восток. Красными кружками обозначены пункты бурения неглубоких скважин и исследования шурфов [13]. Красным пунктиром показан маршрут планируемого гляцио-геофизического похода на Ледораздел В в предполагаемый район залегания древнейшего антарктического льда (обозначен розовым квадратом). Длина отрезка линии тока VFL от ледораздела до ст. Восток – примерно 360 км, протяжённость трассы похода – 260 км

Fig. 2. Glaciological investigations of the Russian Antarctic Expedition in the areas of subglacial Lake Vostok and Ridge B. VFL and NVFL are ice flow lines which begin at Ridge B and pass through Vostok Station and the northern part of Lake Vostok respectively. The dotted line is the old route of the transport traverses between Mirny and Vostok. The red circles are sites of shallow coring and snow pit studies [13]. The red dashed line shows the route of a planned glacio-geophysical traverse towards Ridge B, in the area where the oldest Antarctic ice is thought to be bedded (shown by the pink square). The length of the VFL section between Ridge B and Vostok is about 360 km; the length of the planned traverse is 260 km

та EPICA. Исследования геометрических параметров гидратов по свежему керну этой скважины не проводились. Образцы керна, которые хранятся сейчас в лабораториях Гренобля, Бремерхафена и Берна, уже не пригодны для подобных исследований, поскольку более 80% гидратных включений во льду диссоциировало за годы хранения образцов при относительно высокой температуре ($-20 \div -15 \text{ }^\circ\text{C}$). Летом 2016 г. нами была подана заявка в Координационный научный комитет проекта EPICA на проведение исследований 23 образцов керна скв. DC2 в интервале глубин 2800–3259 м (возраст льда 450–800 тыс. лет) из низкотемпературной коллекции

этого керна, хранящейся в подснежном керноранилище на ст. Конкордия. Заявка была одобрена, и в сезон 62-й Российской антарктической экспедиции отобранные на ст. Конкордия образцы были доставлены специальным авиарейсом на ст. Восток.

Результаты исследований этих образцов, которые планируется опубликовать совместно с французскими коллегами, подтвердили существование строгой линейной зависимости среднего радиуса гидратов от возраста льда в придонных слоях восточно-антарктического ледникового покрова. Сравнение данных, полученных по кернам станций Восток, Конкордия и

Купол Фуджи, показало, что наклон этой зависимости, т.е. скорость роста гидратов в древнем льду, варьирует в относительно узком диапазоне (5,1–6,2 мкм/100 тыс. лет). Последнее свидетельствует о близости эффективных температур роста гидратов в различных районах Восточной Антарктиды. С учётом вновь полученных данных неопределённость сделанной нами оценки максимального возраста льда в керне ст. Восток не должна превышать $\pm 0,17$ млн лет.

Наконец, недавно «гидратная» датировка ледяного керна со ст. Восток была подтверждена результатами изотопного датирования, выполненного по содержанию космогенного изотопа криптон-81 в экстрагированном из льда воздухе (материал готовится к публикации). Новые свидетельства в пользу древнего возраста атмосферного льда в «восточном» керне повышают актуальность реализации проекта VOICE. По нашему мнению, целесообразно пробурить новый боковой ствол глубокой скважины на ст. Восток с глубины примерно 3300 м для получения непрерывного ледяного керна, который позволит исследовать строение и состав древней ледяной породы и заключённого в ней атмосферного воздуха с высоким разрешением по глубине и возрасту.

Наличие льда возрастом более 1 млн лет под ст. Восток означает, что в районе Ледораздела В, откуда берёт начало линия тока льда, проходящая через скв. 5Г (рис. 2), может залежать ещё более древний антарктический лёд с ненарушенной

стратиграфией. Поэтому с целью детального исследования района Купола В и определения наиболее подходящего места для реализации нового проекта глубокого бурения антарктического ледника весьма актуален комплексный гляцио-геофизический поход на Ледораздел В (см. рис. 2). Программа походных исследований должна предусматривать: радарное профилирование снежной и ледяной толщ ледника по маршруту похода и в районе ледораздела; измерение скорости и направления движения льда; определение изотопного состава и скорости аккумуляции снега; бурение неглубокой скважины на ледоразделе с последующим исследованием керна. Полученные данные будут использованы для моделирования распределений возраста льда по глубине на разных участках ледника вблизи ледораздела [5, 12]. Активизация работы российских гляциологов и буровиков в указанных направлениях обеспечит достойное место отечественному антарктическому научному сообществу в складывающейся системе национальных и международных проектов исследования древнейшего льда планеты, которые будут занимать центральное место в антарктических программах в ближайшие 15–20 лет.

Благодарность. Исследования финансируются по гранту РФФИ 18-17-00110.

Acknowledgement. The research is financially supported by the Russian Science Foundation, grant 18-17-00110.

Литература

1. Kennicutt II M.C., Chown S.L., Cassano J.J., and 70 others. A roadmap for Antarctic and Southern Ocean science for the next two decades and beyond // *Antarctic Science*. 2014. P. 1–16. doi: <http://dx.doi.org/10.1017/S0954102014000674>.
2. Электронный ресурс: <http://www.pages-igbp.org/ini/end-aff/ipics>.
3. Fischer H., Severinghaus J., Brook E., Wolff E., Albert M., Alemany O., Arthern R., Bentley C., Blankenship D., Chappellaz J., Creyts T., Dahl-Jensen D., Dinn M., Frezzotti M., Fujita S., Gallee H., Hindmarsh R., D. Hudspeth D., Jugie G., Kawamura K., Lipenkov V., Miller H., Mulvaney R., Parrenin F., Pattyn F., Ritz C., Schwander J., Steinhage D., van Ommen T., Wilhelms F. Where to find 1.5 million yr old ice for the IPICS «Oldest-Ice» ice core // *Climate of the Past*. 2013. V. 9. P. 2489–2505.

References

1. Kennicutt II M.C., Chown S.L., Cassano J.J., and 70 others. A roadmap for Antarctic and Southern Ocean science for the next two decades and beyond. *Antarctic Science*, 2014: 1–16. doi: <http://dx.doi.org/10.1017/S0954102014000674>.
2. Electronic resource: <http://www.pages-igbp.org/ini/end-aff/ipics>.
3. Fischer H., Severinghaus J., Brook E., Wolff E., Albert M., Alemany O., Arthern R., Bentley C., Blankenship D., Chappellaz J., Creyts T., Dahl-Jensen D., Dinn M., Frezzotti M., Fujita S., Gallee H., Hindmarsh R., D. Hudspeth D., Jugie G., Kawamura K., Lipenkov V., Miller H., Mulvaney R., Parrenin F., Pattyn F., Ritz C., Schwander J., Steinhage D., van Ommen T., Wilhelms F. Where to find 1.5 million yr old ice for the IPICS «Oldest-Ice» ice core. *Climate of the Past*. 2013, 9: 2489–2505.

4. Higgins J.A., Kurbatov A.V., Spaulding N.E., Brook E., Introne D.S., Chimiak L.M., Yan Y., Mayewski P.A., Bender M.L. Atmospheric composition 1 million years ago from blue ice in the Allan Hills, Antarctica // PNAS. 2015. V. 112 (22). P. 6887–91.
5. Parrenin F., Cavitte M.G.P., Blankenship D.D., Chappellaz J., Fischer H., Gagliardini O., Masson-Delmotte V., Passalacqua O., Ritz C., Roberts J., Siegert M.J., and Young D.A. Is there 1.5-million-year-old ice near Dome C, Antarctica // The Cryosphere. 2017. V. 11. P. 2427–2437. <https://doi.org/10.5194/tc-11-2427-2017>, 2017.
6. Karlsson N.B., Binder T., Eagles G., Helm V., Pattyn F., van Liefferinge B., Eisen O. Glaciological characteristics in the Dome Fuji region and new assessment for 1.5 Ma old ice // The Cryosphere Discuss. 2017. <https://doi.org/10.5194/tc-2017-258>.
7. Lipenkov V.Ya., Raynaud D. The Mid-Pleistocene Transition and the Vostok Oldest Ice Challenge // Лёд и Снег. 2015. Т. 55. № 4. С. 95–106. doi: <http://dx.doi.org/10.15356/2076-6734-2015-4-95-106>.
8. Цыганова Е.А., Липенков В.Я. Рост воздушных гидратов и возраст придонного льда в Центральной Антарктиде // Лёд и Снег. 2011. № 1 (113). С. 5–12.
9. Salamatin A.N., Lipenkov V.Ya., Hondoh T. Air-hydrate crystal growth in polar ice // Journ. of Crystal Growth. 2003. V. 257. P. 412–426.
10. Uchida T., Miyamoto A., Shin'yama A., Hondoh T. Crystal growth of air hydrates over 720 ka in Dome Fuji (Antarctica) ice cores: microscopic observations of morphological changes below 2000 m depth // Journ. of Glaciology. 2011. V. 57 (206). P. 1017–1026.
11. Lipenkov V.Ya., Salamatin A.N., Tsyganova E.A., Raynaud D. Growth of air-hydrate crystals and the maximum age of ice in the basal strata of East Antarctic Ice Sheet near Vostok Station // International Partnership in Ice Core Sciences. Abstract of First Open Science Conference 1–5 October 2012. Presque'île de Giens. France, 2012. P. 120.
12. Salamatin A.N., Tsyganova E.A., Popov S.V., Lipenkov V.Ya. Ice flow line modeling in ice core data interpretation: Vostok Station (East Antarctica). Physics of ice core records / Ed. T. Hondoh. Sapporo: Hokkaido University Press, 2009, 2: 167–194.
13. Ekaykin A.A., Lipenkov V.Ya., Shibaev Yu.A. Spatial distribution of the snow accumulation rate along the ice flow lines between Ridge B and Lake Vostok // Лёд и Снег. 2012. № 4 (120). С. 122–128.
4. Higgins J.A., Kurbatov A.V., Spaulding N.E., Brook E., Introne D.S., Chimiak L.M., Yan Y., Mayewski P.A., Bender M.L. Atmospheric composition 1 million years ago from blue ice in the Allan Hills, Antarctica. PNAS. 2015, 112 (22): 6887–91.
5. Parrenin F., Cavitte M.G.P., Blankenship D.D., Chappellaz J., Fischer H., Gagliardini O., Masson-Delmotte V., Passalacqua O., Ritz C., Roberts J., Siegert M.J., and Young D.A. Is there 1.5-million-year-old ice near Dome C, Antarctica? The Cryosphere. 2017, 11: 2427–2437. <https://doi.org/10.5194/tc-11-2427-2017>.
6. Karlsson N.B., Binder T., Eagles G., Helm V., Pattyn F., van Liefferinge B., Eisen O. Glaciological characteristics in the Dome Fuji region and new assessment for 1.5 Ma old ice. The Cryosphere Discuss. 2017. <https://doi.org/10.5194/tc-2017-258>.
7. Lipenkov V.Ya., Raynaud D. The Mid-Pleistocene Transition and the Vostok Oldest Ice Challenge. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2015, 55 (4): 95–106. doi: <http://dx.doi.org/10.15356/2076-6734-2015-4-95-106>.
8. Tsiganova E.A., Lipenkov V.Ya. Growth of air hydrates and the age of ice in central Antarctica. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2011, 1 (113): 5–12. [In Russian].
9. Salamatin A.N., Lipenkov V.Ya., Hondoh T. Air-hydrate crystal growth in polar ice. *Journ. of Crystal Growth*. 2003, 257: 412–426.
10. Uchida T., Miyamoto A., Shin'yama A., Hondoh T. Crystal growth of air hydrates over 720 ka in Dome Fuji (Antarctica) ice cores: microscopic observations of morphological changes below 2000 m depth. *Journ. of Glaciology*. 2011, 57 (206): 1017–1026.
11. Lipenkov V.Ya., Salamatin A.N., Tsyganova E.A., Raynaud D. Growth of air-hydrate crystals and the maximum age of ice in the basal strata of East Antarctic Ice Sheet near Vostok Station. *International Partnership in Ice Core Sciences. Abstract of First Open Science Conference 1–5 October 2012. Presque'île de Giens. France, 2012: 120 p.*
12. Salamatin A.N., Tsyganova E.A., Popov S.V., Lipenkov V.Ya. Ice flow line modeling in ice core data interpretation: Vostok Station (East Antarctica). *Physics of ice core records*. Ed. T. Hondoh. Sapporo: Hokkaido University Press, 2009, 2: 167–194.
13. Ekaykin A.A., Lipenkov V.Ya., Shibaev Yu.A. Spatial distribution of the snow accumulation rate along the ice flow lines between Ridge B and Lake Vostok. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2012, 4 (120): 122–128.

Критика и библиография

doi: 10.15356/2076-6734-2018-2-261-288

Аннотированная библиография русскоязычной литературы по гляциологии за 2016 год

© 2018 г. В.М. Котляков*, Л.П. Чернова

Институт географии РАН, Москва, Россия
*vladkot4@gmail.com

Annotated bibliography of the Russian languages literature on glaciology for 2016

V.M. Kotlyakov*, L.P. Chernova

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
*vladkot4@gmail.com

Summary

The proposed annual bibliography continues annotated lists of the Russian-language literature on glaciology that were regularly published in the past. It includes 345 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.

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.

1. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ГЛЯЦИОЛОГИИ

1. *Алёхина И.А.* Всероссийская научная конференция «Тематические и междисциплинарные исследования в Арктике и Антарктике» // Российские полярные исследования. 2016. № 4 (26). С. 44–45.

Описание конференции в Сочи 3–6 октября 2016 г. С тезисами докладов можно познакомиться на сайте <http://polar2016igras.ru>

2. *Бережная Т.В., Голубев А.Д., Паршина Л.Н.* Аномальные гидрометеорологические явления на территории Российской Федерации в октябре 2015 г. // Метеорология и гидрология. 2016. № 1. С. 119–127.

То же в ноябре 2015 г. // Метеорология и гидрология. 2016. № 2. С. 118–123.

То же в декабре 2015 г. // Метеорология и гидрология. 2016. № 3. С. 115–121.

То же в январе 2016 г. // Метеорология и гидрология. 2016. № 4. С. 117–124.

То же в феврале 2016 г. // Метеорология и гидрология. 2016. № 5. С. 114–120.

То же в марте 2016 г. // Метеорология и гидрология. 2016. № 6. С. 119–128.

То же в апреле 2016 г. // Метеорология и гидрология. 2016. № 7. С. 118–126.

То же в мае 2016 г. // Метеорология и гидрология. 2016. № 8. С. 114–128.

То же в июне 2016 г. // Метеорология и гидрология. 2016. № 9. С. 109–124.

То же в июле 2016 г. // Метеорология и гидрология. 2016. № 10. С. 115–125.

То же в августе 2016 г. // Метеорология и гидрология. 2016. № 11. С. 109–119.

То же в сентябре 2016 г. // Метеорология и гидрология. 2016. № 12. С. 110–117.

Описание ледовой обстановки на морях и реках, случаев аномальных снегопадов, града, обледенения, аномалий снежного покрова на фоне особенностей атмосферной циркуляции Сев. полушария.

3. *Большаинов Д.Ю.* «Купол Вавилова»: 42 года спустя // Российские полярные исследования. 2016. № 2 (24). С. 38–41.

История работы стационара на архипелаге Северная Земля в 1976–1989 гг. и продолжения этой работы на ледовой базе «Мыс Баранова» с 2013 г. по наст. время.

4. Буксировка крупных айсбергов в экспедиции «Кара–лето–2016» // Российские полярные исследования. 2016. № 4 (26). С. 36.

Описание эксперимента по изменению траектории дрейфа 18 айсбергов с помощью ледокола.

5. *Бутвиловский В.В., Иванов Ю.П., Селищев Е.Н., Гилев М.Л., Гилева О.В., Рябов В.А., Силенков В.И., Сябаев А.А.* Слово о Михаиле Федоровиче Адамко: ученом, преподавателе и человеке // Изв.

- Алтайского отделения РГО. 2016. № 2 (41). С. 77–86, библиограф. 24.
- Некролог известному гляциологу, дендрохронологу, гидрологу и климатологу Горного Алтая и Кузнецкого Алатау (1939–2015).
6. В Санкт-Петербурге успешно прошел XVI гляциологический симпозиум // *Лёд и Снег*. 2016. Т. 56. № 3. С. 292.
- Содержание симпозиума, состоявшегося 24–27 мая 2016 г.
7. В.С. Ревякину – 80 лет // *Изв. Алтайского отделения РГО*. 2016. № 2 (41). С. 90–91.
- Поздравление с юбилеем известного сибирского географа, научная судьба и жизнь которого связана с изучением гляциогидрологич. условий и ресурсов Алтае-Саянской горной страны.
8. Василий Данилович Панов (к 80-летию со дня рождения) // *Метеорология и гидрология*. 2016. № 3. С. 125–126.
- Поздравление с юбилеем известного гляциолога, доктора геогр. наук.
9. Володин Е.М., Галин В.Я., Грицун А.С., Гусев А.В., Дианский Н.А., Дымников В.П., Ибраев Р.А., Калмыков В.В., Кострыкин С.В., Кулямин Д.В., Лыкозов В.Н., Мортиков Е.В., Рыбак О.О., Толстых М.А., Фадеев Р.Ю., Чернов И.А., Шашкин В.В., Яковлев Н.Г. Математическое моделирование земной системы. М., 2016. 328 с., библиограф. в конце глав.
- Представлены числ. модели климата, позволяющие находить решение систем полных трёхмерных уравнений гидротермодинамики атмосферы и океана.
10. 85-летие Владимира Михайловича Котлякова // *Вестн. МГУ. Сер. 5. География*. 2016. № 6. С. 107.
- Пожелание многолетнего здоровья известному гляциологу, академику РАН.
11. Восьмидесятилетие Эрланда Георгиевича Коломыца // *География и прир. ресурсы*. 2016. № 4. С. 203–204.
- Поздравление с юбилеем известного снеговед.
12. Державин В.Л. К 250-летию полярной экспедиции В.Я. Чичагова // *Вопросы географии*. Сб. 142. География полярных регионов. М.: «Кодекс», 2016. С. 95–110, библиограф. 8.
- История первой русской государственной экспедиции на Шпицберген; охарактеризована ледовая обстановка 1765 и 1766 гг.
13. Калинин М.К. Первооткрыватель Витус Беринг // *Российские полярные исследования*. 2016. № 3 (25). С. 40–43.
- Рассказано о грандиозной работе по исследованию Северного морского пути, побережья Камчатки и Берингова моря, возглавленной в XVIII в. В. Берингом (12 августа 1681 г. – 8 декабря 1741 г.).
14. Киселев А.А., Кароль И.Л. Край на краю Земли. Арктика и ее климат // *Российские полярные исследования*. 2016. № 2 (24). С. 19–23.
- Новая глава, подготовл. авторами ко второму изданию их книги «Парадоксы климата. Ледниковый период или обжигающий зной?»
15. Киселев Д.В. Плавание А. де Брюйне к Земле Франца-Иосифа в 1879 году: мнимые открытия и реальные достижения // *Российские полярные исследования*. 2016. № 1 (23). С. 34–38.
- Приведены сведения об изменениях ледовитости у берегов Земли Франца-Иосифа в 1879–1980 гг.
16. Ковалев О.В., Андреев М.Н., Райс В.В. Пайкерит – льдокомпозит второй мировой войны // *Лёд и Снег*. 2016. Т. 56. № 1. С. 119–127, библиограф. 10.
- Освещён историч. опыт по созданию авианосца из композитного материала – сверхпрочного льда, представляющего собой заморож. смесь хлопковой ваты или целлюлозы с водой.
17. Котляков В.М. Как исследовалась Русская Аляска // *Изв. РАН. Сер. геогр.* 2016. № 3. С. 125–127.
- Рецензия на книгу Postnikov A., Falk M. «Exploring and Mapping Alaska». University of Alaska Press, 2015. 450 p., представляющую собой важный научный вклад в историю исследования, картографирования и познания Аляски.
18. Котляков В.М. Наследие И.Г. Дорофеева – одного из первооткрывателей Центрального Памира // *Изв. РАН. Сер. геогр.* 2016. № 5. С. 129–132, библиограф. 3.
- Приведён перечень хребтов, вершин, долин и ледников, впервые нанесённых на карту И.Г. Дорофеевым во время знаменитой Таджикско-Памирской экспедиции 1920–30-х годов.
19. Котляков В.М., Касимов Н.С., Колосов В.А., Таргульян В.О., Горячкин С.В., Соломина О.Н., Тишков А.А. Памяти Андрея Алексеевича Величко // *Изв. РАН. Сер. геогр.* 2016. № 1. С. 166–168.
- Жизненный путь и основные достижения известного специалиста по истории плейстоцена, скончавшегося 11 ноября 2015 г. на 85-м году жизни.
20. Котляков В.М., Касимов Н.С., Колосов В.А., Таргульян В.О., Горячкин С.В., Соломина О.Н., Тишков А.А. Андрей Алексеевич Величко (1931–2015) // *География и прир. ресурсы*. 2016. № 1. С. 198–200.
- Некролог крупнейшему специалисту по истории четвертичного периода.
21. Котляков В.М., Чернова Л.П. Аннотированная библиография русскоязычной литературы по гляциологии за 2014 год // *Лёд и Снег*. 2016. Т. 56. № 2. С. 267–288.
- Содержит 271 наименование и сопровождается именованным указателем.
22. Кутузов С.С. XVI Гляциологический симпозиум «Прошлое, настоящее и будущее криосферы Земли» // *Российские полярные исследования*. 2016. № 2 (24). С. 34–35.
- Раскрыто содержание симпозиума, состоявшегося 24–29 мая 2016 г. С тематикой докладов можно ознакомиться на сайте www.glac2016.igras.ru

23. Лукьянов С.Ю. Первый в истории переход подводной лодки по Северному морскому пути // Российские полярные исследования. 2016. № 2 (24). С. 43–45.
Описание ледовых условий во время перехода подводной лодки Щ-423 с 5 августа по 17 октября 1940 г.
24. Мельников И.А. К истории дрейфующей станции «Северный полюс – 22» // Российские полярные исследования. 2016. № 4 (26). С. 47–49.
Представлена карта траектории дрейфа станции, охватившей обе генеральные циркуляции морского льда в Северном Ледовитом океане.
25. Миронов Е.У., Смирнов В.Г. Разработка экспериментального аппаратно-программного комплекса спутникового мониторинга и прогноза ледовой обстановки в зоне архипелага Шпицберген и в западной Арктической зоне РФ // Российские полярные исследования. 2016. № 3 (25). С. 24–27.
Информация о новом аппаратно-программном комплексе и его применении.
26. Михайлов А.Ю., Золотокрылин А.Н., Туткова Т.В. Положение арктического фронта в периоды похолодания и потепления Арктики // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 4. С. 493–501, библиографический список: 12.
Установлено, что разности в положении арктич. фронта для периода потепления 1981–2012 гг. и похолодания 1949–1980 гг. статистически незначимы.
27. Москалевский М.Ю. Современные тенденции природных процессов в полярных областях Земли и перспективы российских полярных исследований: 11-я конференция в Сочи // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 1. С. 131–134.
Содержание Всероссийской научной конференции, проведенной в Сочи 5–7 октября 2015 г.
28. Нагурный А.П., Макшtas А.П. Концентрация метана в пограничном слое атмосферы по данным измерений на дрейфующих ледовых станциях «Северный полюс – 36» и «Северный полюс – 39» // Метеорология и гидрология. 2016. № 3. С. 63–70, библиографический список: 11.
Отмечен повыш. фон концентрации метана в центр. части Северного Ледовитого океана, вызванный, вероятно, биологич. активностью в толще морского льда и на его нижней границе.
29. О «ледяных шарах» на берегу Обской губы // Российские полярные исследования. 2016. № 4 (26). С. 39.
Описание необычного прир. явления: 18 км побережья в ноябре 2016 г. усеяно ледяными шарами размером 10–25 см.
30. Перспективы российских полярных исследований в свете подготовки Международной полярной партнёрской инициативы // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 1. С. 135–144.
Документ, освещающий основные задачи научных исследований, развития научной инфраструктуры и систем мониторинга, совершенствования информац. обеспечения работ, подготовки молодых специалистов.
31. Поздняков А.А. Василий Васильевич Сапожников – ученый и путешественник: к 155-летию со дня рождения // Изв. Алтайского отделения РГО. 2016. № 4 (43). С. 89–92, библиографический список: 8.
О достижениях одного из первооткрывателей алтайского оледенения [9 (21).12.1861 – 11.08.1924].
32. 55 лет российской антарктической станции Новолазаревская // Российские полярные исследования. 2016. № 1 (23). С. 44–45.
Хроника работ станции, открытой 18 января 1961 г. Шестой советской антарктич. экспедицией в оазисе Ширмахера.
33. Ренкель А.Ф. Роль льда в «Белых олимпиадах» // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 4. С. 555–560, библиографический список: 2.
История создания и освоения в 1949–1960 гг. ледового комбайна для восстановления изрезанного коньками льда на катках.
34. Романовский Николай Никитич (14.05.1932 – 20.03.2016) // Криосфера Земли. 2016. Т. 20. № 2. С. 121–122.
Некролог известному мерзлотоведу, который сформировал стройную концепцию развития полигонально-жильных льдов и связал её с историко-климатич. и мерзлотно-геологич. особенностями районов криолитозоны.
35. Саватюгин Л.М. Долина и горы Сенько. К 100-летию со дня рождения Павла Кононовича Сенько // Российские полярные исследования. 2016. № 4 (26). С. 111–115, библиографический список: 4.
Жизненный путь (1916–2000) известного полярного исследователя, именем которого названы долина в хр. Ломоносова в Арктике и вершина в хр. Заварицкого в Антарктике.
36. Свистунов И.А., Чернов А.В., Крупина Н.А., Лихоманов В.А., Максимова П.В. Физическое моделирование статического всплытия подводной лодки из-под льда в ледовом бассейне ААНИИ // Проблемы Арктики и Антарктики. 2016. № 3 (109). С. 85–93, библиографический список: 2.
Сделан научный и практич. задел для последующих модельных экспериментов подобного рода.
37. Скакун А.А., Липенков В.Я. Исследование погрешностей орбитального метода датирования льда по данным о его газосодержании на примере ледяного ядра со станции Купол Фуджи (Антарктика) // Проблемы Арктики и Антарктики. 2016. № 4 (110). С. 14–29, библиографический список: 21.
Показана важность совмещения предварит. датирования ряда газосодержания льда с временным рядом инсоляции, рассчитанным по уравнениям небесной механики для широты пункта бурения.
38. Сократова И.Н., Саватюгин Л.М. К 60-летию первой КАЭ // Российские полярные исследования. 2016. № 1 (23). С. 42–44.
О работах Первой комплексной антарктич. экспедиции Академии наук СССР в 1955–1956 гг.
39. Сократова И.Н., Саватюгин Л.М. О подготовке отечественных исследований Антарктиды в середине XX века (к 60-летию Первой комплексной

- антарктической экспедиции) // Проблемы Арктики и Антарктики. 2016. № 1 (107). С. 111–117, библиогр. 8.
- История освоения и исследований шестого континента.
40. *Ушакова М.Г., Думанская И.О.* Георгий Ушаков – вот такая история с географией // Природа. 2016. № 12. С. 60–65.
- Жизнь и достижения выдающегося исследователя Арктики (1901–1963).
41. *Ушакова М.Г., Думанская И.О.* Георгий Ушаков – вот такая история с географией. К 115-летию со дня рождения выдающегося исследователя Арктики Георгия Алексеевича Ушакова // Российские полярные исследования. 2016. № 1 (23). С. 45–49.
- Судьба и достижения известного полярного учёного [17(30) января 1901 г. – 3 декабря 1963 г.].
42. *Хасанов М.К., Мусакаев Н.Г.* Математическое моделирование процесса образования газогидрата при закачке диоксида углерода в насыщенный метаном и льдом пласт // Криосфера Земли. 2016. Т. 20. № 3. С. 63–70, библиогр. 22.
- Определены условия безопасного хранения CO₂ в газогидратном состоянии в пористых коллекторах.
43. *Шауро О.Г.* Человек тысячи дел. К 125-летию со дня рождения О.Ю. Шмидта // Российские полярные исследования. 2016. № 3 (25). С. 43–46.
- Достижения и находки талантливого учёного и администратора, внёсшего огромный вклад в изучение льдов Арктики [18(30) сентября 1891 г. – 7 сентября 1956 г.].
44. *Шполянская Н.А.* Возникновение и развитие криосферы Российской Арктики // Комплексные исследования природы Шпицбергена и прилегающего шельфа. Вып. 13. Ростов-на-Дону, 2016. С. 411–417, библиогр. 14.
- Предсказывается наступание нового ледникового периода через 15–20 тыс. лет.
45. Юбилей Валентины Ивановны Кравцовой // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2016. № 6. С. 107–108.
- Поздравление с 85-летием ведущего научного сотрудника кафедры картографии и геоинформатики, участника создания нескольких гляциол. атласов.
46. Юбилей Ольги Николаевны Соломиной // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2016. № 6. С. 108.
- Поздравление с 60-летием известного гляциолога и палеогеографа, члена-корреспондента РАН.
- Предложена модель, представляющая собой простейшую версию математич. описания истечения газов из подземных льдов.
48. *Епифанов В.П.* Определение деформационно-прочностных характеристик ледникового льда и снежного покрова в условиях Арктики // Арктич. морское природопользование в XXI веке – соврем. баланс науч. традиций и инноваций (к 80-летию ММБИ КНЦ РАН). Тезисы докл. Междунар. науч. конф. Мурманск, 1–3 апреля 2015 г. Мурманск, 2015. С. 63–65.
- Представлена необходимость создания целостной физич. картины движения льда и снега на горных склонах.
49. *Епифанов В.П., Кудиков А.В.* Влияние микробиоты на структуру и физико-механические характеристики льда // Комплексные исследования природы Шпицбергена и прилегающего шельфа. Вып. 13. Ростов-на-Дону, 2016. С. 133–139, библиогр. 15.
- Получены экспериментальные результаты, открывающие новые перспективы изучения механики естеств. льда, содержащего биоту.
50. *Мурдза А.О., Марченко А.В.* Исследование прочностных свойств льда и численное моделирование // Тр. 58-й науч. конф. МФТИ «Аэрофизика и космич. исследования». Москва, 23–28 ноября 2015 г. Долгопрудный (Моск. обл.), 2015. С. 78.
- Приводится описание оборудования и схемы проведения испытаний морского льда, определены его механич. и физич. свойства.
51. *Мурдза А.О., Марченко А.В.* Исследования прочностных свойств льда при совокупности сдвиговых изгибных прочностей // Тр. 59-й науч. конф. МФТИ «Аэрофизика и космич. исследования». Москва, 21–26 ноября 2016 г. М., 2016. С. 100–101.
- Решение задачи разрушения морского льда при заданных условиях.
52. *Орлов Ю.Н., Орлов М.Ю.* Комплексное теоретико-экспериментальное исследование процессов динамического нагружения поликристаллического льда // Проблемы Арктики и Антарктики. 2016. № 1 (107). С. 28–38, библиогр. 11.
- Обобщение результатов натуральных экспериментов по взрыву речного льда зарядом взрывчатого вещества.
53. *Сосновский А.В., Конторович И.И.* К расчёту опреснения минерализованного пористого льда при таянии // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 4. С. 545–554, библиогр. 18.
- Показана возможность применения опреснения пористого льда, образов. при искусств. зимнем дождевании в некоторых районах России.
54. *Черанев М.Ю., Тагильцев А.А., Лазарок А.Ю., Гончаров Р.А.* Многоканальное устройство для измерения температуры льда // Физика геосфер. 9-й Всерос. симпозиум. Владивосток, 21–24 сентяб-

2. ФИЗИКА И ХИМИЯ ЛЬДА

47. *Баренблатт Г.И., Лобковский Л.И., Нигматуллин Р.И.* Математическая модель истечения газа из газонасыщенного льда и газогидратов // ДАН. 2016. Т. 470. № 4. С. 458–461, библиогр. 5.

ря 2015 г. Материалы докл. Владивосток, 2015. С. 245–246, библи. 5.

Разработано и апробировано в природных условиях устройство для определения температурного профиля в ледяном покрове и подготовл. кернх льда.

3. АТМОСФЕРНЫЙ ЛЁД¹

55. *Абшаев М.Т.* Крупномасштабный градовый процесс на Северном Кавказе 19 августа 2015 г. // Сб. трудов конф. в Ставрополе С. 34–43, библи. 3.

Анализируются причины недостаточной эффективности воздействия противоградовых служб.

56. *Абшаев М.Т., Абшаев А.М., Барекова М.В., Малкарова А.М.* Руководство по организации и проведению противоградовых работ. Нальчик, 2014. 508 с., библи. с. 477–500.

Содержит сведения о науч.-методич. основах прогноза и радиолокац. обнаружения града, методах и техн. средствах предотвращения града.

57. *Абшаев А.М., Абшаев М.Т., Зорин В.А., Кратиров Д.В., Михеев Н.И.* Автоматизированный противоградовый комплекс «Ас-Элия» // Сб. трудов конф. в Ставрополе. С. 43–48, библи. 7.

Описание нового малогабаритного противоградового комплекса.

58. *Абшаев М.Т., Малкарова А.М.* Физические основы предотвращения града, результаты и перспективы развития // Сб. трудов конф. в Ставрополе. С. 7–15, библи. 29.

На основе анализа многолетнего опыта противоградовых работ на юге России показана положит. динамика развития способов воздействия на градовые процессы.

59. *Абшаев М.Т., Меркулова И.В.* Краткий анализ качества выполнения требований технологии противоградовой защиты // Сб. трудов конф. в Ставрополе. С. 48–53, библи. 5.

Критика качества реализации противоградовых операций, связ. с организационно-техн. причинами, приводящими к недозасеву объектов воздействия.

60. *Аджиев А.Х., Абшаев А.М., Стасенко В.Н., Геккиева Ж.М.* Динамика молниевой активности при грозоградовых процессах // Сб. трудов конф. в Ставрополе. С. 57–62, библи. 11.

Результаты использования системы грозопеленгации в 2010–2012 гг. для регистрации влияния засева облачной среды кристаллизующими реагентами на молниевую активность градовых и градоопасных облаков.

61. *Бейтуганов М.Н., Чочаев Х.Х.* Противоградовая защита на Северном Кавказе: состояние, проблемы,

перспективы // Сб. трудов конф. в Ставрополе. С. 15–20, библи. 9.

Сформулированы важнейшие нерешённые задачи.

62. *Ватиашвили М.Р., Джанелидзе И.С.* Исследование морских хлоридов и выбор наиболее эффективных в качестве гигроскопических реагентов в проектах по искусственному регулированию осадков и подавлению града // Сб. трудов конф. в Ставрополе. С. 75–79, библи. 23.

В результате природных экспериментов сделан вывод о предпочтительности использования реагентов $MgCl_2$ и $CaCl_2$.

63. *Диневич Л.А.* О возможности и целесообразности использования наземных генераторов в технологии противоградовых работ // Сб. трудов конф. в Ставрополе. С. 79–80, библи. 5.

Показана необходимость сочетания использования наземных генераторов совместно с ракетами типа «Алазань» и «Кристалл».

64. *Калинин Н.А., Ветров А.Л., Пицальникова Е.В., Свизов В.М., Шилов А.Н.* Оценка качества прогноза очень сильного снегопада на Урале с помощью модели WRF // Метеорология и гидрология. 2016. № 3. С. 55–62, библи. 16.

Установлено, что модели WRF-ARW и GFS-NCEP имеют приблизительно одинаковую точность прогноза количества выпавших твёрдых осадков.

65. *Камалов Б.А.* Некоторые неопределённости воздействий на градовые процессы засева облаков // Сб. трудов конф. в Ставрополе. С. 93–98, библи. 31.

Обобщение опыта градозащиты на территории СССР и России в 1984–2014 гг.

66. *Камалов Б.А., Абшаев М.Т., Абшаев А.М., Барекова М.В., Малкарова А.М.* «Руководство по организации и проведению противоградовых работ». Нальчик: Печатный двор. 2014. 508 с. // Метеорология и гидрология. 2016. № 4. С. 103.

О новом Руководстве, подготовленном с учётом достижений последних десятилетий.

67. *Петрунин А.М., Корнеев В.П., Колосков В.П., Частухин А.В., Бычков А.А., Ким Н.С., Сергеев Б.Н., Емельянов В.Н., Несмеянов П.А., Двоглазов С.М.* Численные и экспериментальные исследования распространения льдообразующего реагента в пограничном слое атмосферы при воздействии наземными аэрозольными генераторами // Сб. трудов конф. в Ставрополе. С. 105–110, библи. 3.

Результаты эксперимента 26 мая 2015 г. на испытательном полигоне «НИИ прикладной химии».

68. *Потанов Е.И., Гараба И.А.* Технологические особенности активных воздействий на градовые про-

¹ Сб. трудов конф. в Ставрополе означает: Сб. трудов 2-й междунар. науч. конф. «Инновац. методы и средства исследований в области физики атмосферы, гидрометеорологии, экологии и изменения климата». Ставрополь, 2015.

- цессы в Республике Молдова // Метеорология и гидрология. 2016. № 4. С. 54–63, библиограф. 22.
- Описание составляющих технологии проведения противогололедных работ.
69. Сафаров О.Г., Кулиев З.Г. Грозоградный процесс 10 июня 2014 г. в западных районах Азербайджана // Сб. трудов конф. в Ставрополе. С. 111–113, библиограф. 7.
- Описание масштабов и интенсивности явления.
70. Синькевич А.А., Михайловский Ю.П., Довгало Ю.А., Веремей Н.Е., Богданов Е.В., Аджишев А.Х., Малкарова А.М., Абшаев А.М. Исследования развития грозо-градового облака. Часть 1. Развитие облака и формирование электрических разрядов // Метеорология и гидрология. 2016. № 9. С. 27–40, библиограф. 37.
- По результатам одновременных радиолокац., радиометрич. и радиопеленгац. измерений 29 мая 2012 г. прослежена динамика жидкой и ледяной фаз в облаке.
71. Частухин А.В., Ким Н.С., Петрунин А.М. Методические аспекты оценки льдообразующей эффективности самолетных и наземных генераторов // Сб. трудов конф. в Ставрополе. С. 115–119, библиограф. 10.
- Предложен стенд, позволяющий адекватно оценивать льдообразующую эффективность наземных аэрозольных генераторов.
- #### 4. СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ
72. Анциферова А.Р., Сиеккинен Е.Д., Чаус О.М. Климатические особенности распределения осадков на архипелаге Шпицберген по данным ГМО «Баренцбург» // Комплексные исследования природы Шпицбергена и прилегающего шельфа. Вып. 13. Ростов-на-Дону, 2016. С. 26–30, библиограф. 2.
- Отмечено отсутствие тренда в холодный период года в 1966–2015 гг. и увеличение осадков как в холодный, так и в теплый периоды года в 2001–2015 гг.
73. Балыкин С.Н., Савеленок А.Н. Влияние пуска РН СОЮЗ 3-2.1А с космодрома «Восточный» на снежный покров РП 985 // Изв. Алтайского отделения РГО. 2016. № 4 (43). С. 63–67, библиограф. 20.
- Показано, что загрязнение имеет локальный характер и не несёт угрозу для нормального функционирования природных комплексов.
74. Беднорц Е. Сезонные колебания характеристик снежного покрова в Восточной Сибири и их синоптические условия // Метеорология и гидрология. 2016. № 8. С. 79–90, библиограф. 47.
- На основе анализа данных о толщине снежного покрова за 1980–2012 гг. сделан вывод, что циркуляция синоптич. масштаба – самый важный фактор формирования экстремальных снегопадов в зимний период.
75. Василенкова В.Ф., Василенков С.В. Метод расчета внутриснежного стока при его регулировании // Сб. науч. трудов фак-та энергетики и природопользования. Брянский гос. аграрный ун-т. Брянск, 2016. С. 80–83, библиограф. 2.
- Построена модель движения снеговых вод на поверхности земли и результаты её проверки по наблюдениям за уровнями снеговых вод в скважинах.
76. Васильчук Ю.К., Шевченко В.П., Лисицын А.П., Буданцева Н.А., Воробьев С.Н., Кирпотин С.Н., Крицков И.В., Манасыпов Р.Н., Покровский О.С., Чижиова Ю.Н. Изотопно-кислородный и дейтериевый состав снежного покрова Западной Сибири на профиле от Томска до Обской губы // ДАН. 2016. Т. 471. № 5. С. 590–594, библиограф. 14.
- По результатам анализа проб февраля–марта 2014 г. установлены изотопные вариации в снежном покрове.
77. Ветров В.А., Кузовкин В.В., Манзон Д.А. Изменение кислотности снежного покрова и выпадение серы и азота в материковой части Арктической зоны России в 1990–2015 гг. // Вопросы географии. Сб. 142. География полярных регионов. М., «Кодекс», 2016. С. 142–163, библиограф. 7.
- Обобщение данных наблюдений на сети мониторинга химич. состава снежного покрова.
78. Волчек А.А., Костюк Д.А., Петров Д.О. Оценка водного эквивалента снега по данным пассивного микроволнового сканирования земной поверхности с использованием искусственных нейронных сетей для территории Российской Федерации // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 1. С. 43–51, библиограф. 19.
- Предложено использовать искусств. нейронные сети (много-слойного персептрона) для восстановления водного эквивалента снежного покрова на основе микроволнового спутникового зондирования и опорных данных снегомерных съёмки.
79. Воробьева И.В., Власова Н.В., Гагаринова Н.В., Макаров С.А., Сафронов А.П., Янчук М.С. Современное состояние поселка Листвянка по данным анализа растительности, поверхностных вод и снежного покрова // География и прир. ресурсы. 2016. № 6. С. 93–98, библиограф. 6.
- На основе исследования снежного покрова в зимний и летний сезоны 2016 г. показаны незначит. изменения в кислотно-щелочных условиях.
80. Гавриленко Г.Г., Здоровеннова Г.Э., Здоровеннов Р.Э., Пальшин Н.И., Ефремова Т.В., Богданов С.Р., Терзевик А.Ю. Изменчивость оптических свойств снежно-ледяного покрова в период интенсивного таяния // Тр. 5-й Всерос. конф. «Ледовые и термические процессы на водных объектах России». Владимир, 11–14 октября 2016 г. Сборник. М.: РГАУ–МСХА, 2016. С. 77–81, библиограф. 7.
- Результаты измерений прямой, отраж. и подлёдной радиации снежно-ледяного покрова оз. Вендюрское на юге Карелии.

81. *Галахов В.П.* Условия формирования половодья малой горной реки (по исследованиям в бассейне реки Майма) // Изв. Алтайского отделения РГО. 2015. № 3 (38). С. 35–40, библи. 4.
По наблюдениям 1939–2012 гг. на притоке Катуня показана связь объёмов половодья с максимальными снегозапасами в бассейне реки.
82. *Галахов В.П., Попов Е.С., Мардасова Е.В., Плехова А.В.* Прогноз максимальных уровней реки Чарыш в период снеготаяния // Изв. Алтайского отделения РГО. 2016. № 3 (42). С. 38–44, библи. 7.
Опробована предлож. ранее методика, учитывающая особенности формирования твёрдых осадков в облачной массе.
83. *Голубев В.Н., Семенов В.А., Фролов Д.М.* Водозапас снежного покрова и интенсивность снеготаяния на водосборах р. Северная Двина в 21 столетии и их роль в формировании весеннего половодья и заторов // Тр. 5-й Всерос. конф. «Ледовые и термические процессы на водных объектах России». Владимир, 11–14 октября 2016 г. Сборник. М.: РГАУ–МСХА, 2016. С. 81–87, библи. 4.
Рассмотрено согласование случаев экстремальных весенних половодий 1991–2016 гг. с новыми значениями снегозапасов и интенсивности таяния.
84. *Грицкевич В.С., Хачатурова К.С., Приймак П.Г.* Содержание нерастворимых примесей в снежном покрове внутренних водоемов г. Мурманска // Проблемы арктич. региона. Тр. 14 междунар. конф. студентов и аспирантов. Мурманск, 2014. С. 97–100, библи. 2.
На основе анализа проб из четырёх озёр в апреле 2013 г. сделан вывод, что плотность снега в бассейнах городских водоёмов в несколько раз превышает плотность снега за пределами города, а содержание нерастворимых примесей в нём в несколько раз превышает фоновые.
85. *Жук В.А., Мельник К.С.* Оценка динамики схода снежного покрова с речного водосбора: расчеты и результаты ДЗЗ // Тр. 5-й Всерос. конф. «Ледовые и термические процессы на водных объектах России». Владимир, 11–14 октября 2016 г. Сборник. М.: РГАУ–МСХА, 2016. С. 165–171, библи. 6.
Оценка возможности использования результатов дистанц. зондирования Земли для прогнозирования стока с территории.
86. *Иванова Г.Ф., Левицкая Н.Г.* Изменение характеристик снежного покрова и промерзания почвы в Саратовской области // Изв. Алтайского отделения РГО. 2014. Вып. 35. С. 50–54, библи. 2.
Отмечено уменьшение средней глубины промерзания почвы и продолжительность устойчивого залегания снежного покрова за 1981–2013 гг.
87. *Исаева А.С., Кулеш К.М., Приймак П.Г.* Особенности снежного покрова в зоне агротехногенного воздействия ОАО «Североникель» // Проблемы арктич. региона. Тр. 14 междунар. конф. студентов и аспирантов. Мурманск, 2014. С. 100–105, библи. 13.
Показаны особенности снежного покрова в начале периода снеготаяния на пробных площадях на расстоянии 5–45 км от г. Мончегорск в первой декаде апреля 2014 г.
88. *Казакова Е.Н., Генсировский Ю.В., Казаков Н.А., Музыченко А.А.* Метелевое перераспределение снежного покрова как фактор активизации геодинамических процессов (на примере о. Сахалин) // Геориск. 2016. № 3. С. 28–33, библи. 9.
Приводятся данные о характеристиках снежных надувов и карнизов на о. Сахалин за 2012–2014 гг.
89. *Казакова Е.Н., Лобкина В.А.* Снегоопасность о. Сахалин. Владивосток: Дальнаука, 2016. 113 с., библи. 108.
Обобщены материалы об опасных процессах и явлениях, связ. со снегом: опасных снегопадах и метелях, снегозаносимости, снеговых нагрузках и снежных лавинах.
90. *Клоков А.В., Мирончев А.С., Дюкарев Е.А., Смирнов С.В.* Исследование пространственного распределения высоты снежного покрова и толщины торфяной залежи олиготрофного болота с помощью георадара «ОКО-2» // Тезисы докл. 11 Сибирского совещ. по климатолог.-экологич. мониторингу. Томск, 21–23 сентября 2015 г. Томск, 2015. С. 198–199, библи. 2.
Результаты сопоставления данных прямых измерений и получ. с помощью георадара летом 2011 г.
91. *Коломыц Э.Г.* Метаморфизм снежного покрова как эволюционный биосферный процесс // Изв. РАН. Сер. геогр. 2016. № 2. С. 61–74, библи. 39.
Показано, что снежный покров представляет собой природную модель для изучения ряда эволюц. процессов прошлого и настоящего.
92. *Королева Т.В., Кречетов П.Т., Семенов И.Н., Шарипова А.В., Кондратьев А.Д.* Трансформация химического состава снега в местах падения первой ступени ракет-носителей «Протон» в Центральном Казахстане // Метеорология и гидрология. 2016. № 8. С. 90–99, библи. 13.
Установлен локальный характер химич. воздействия ракетного топлива на снежный покров.
93. *Кудишин А.В.* Верификация модели таяния снега по данным наблюдений метеостанции «Барнаул-агро» // Изв. Алтайского отделения РГО. 2016. № 4 (43). С. 50–52, библи. 2.
Проведена оценка работоспособности модели, позволяющей рассчитывать снеготаяние, водоотдачу из снежного покрова и интенсивность инфильтрации талых вод.
94. *Лабузова О.М., Носкова Т.В., Лысенко М.С., Ильина Е.Г., Папина Т.С.* Количественная оценка поступления нефтепродуктов с городской территории в природные водотоки // Водные ресурсы: изучение и управление (лимнологическая школа-практика). Материалы 5-й междунар. конф. молодых ученых. Петрозаводск, 2016. Т. 1. Петрозаводск, 2016. С. 326–332.

Исследование снежного покрова в черте г. Барнаул показало превышение в нём среднего содержания нефтепродуктов по сравнению с фоновыми значениями до 5 раз.

95. Лобкина В.А., Казакова Е.Н. Снегоопасность городов Сахалина // Природа. 2016. № 2. С. 25–31, библиограф. 12.

Обобщение сведений о лавинах, снеговых нагрузках, сильных метелях и интенсивных снегопадах.

96. Лобкина В.А., Кононов И.А., Потанов А.А. Система дистанционного мониторинга снеговой нагрузки на кровле зданий // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 2. С. 246–252, библиограф. 15.

С помощью разработ. авторами системы дистанц. мониторинга снеговой нагрузки получены сведения о приросте снеговой нагрузки во время снегопадов.

97. Лубенец Л.Ф., Черных Д.В., Николаева О.П. Исследование основных характеристик снежного покрова ландшафтно-гидрологических комплексов бассейна реки Майма в зимний период 2014/15 года // Изв. Алтайского отделения РГО. 2016. № 1 (40). С. 34–40, библиограф. 7.

Изучены особенности пространств.-врем. дифференциации снежного покрова, его плотность и водозапас, определены коэф. вариации толщины снега на северо-востоке Алтайской горной области.

98. Мироньев А.С., Клоков А.В., Дюкарев Ю.А., Смирнов С.В. Исследование высоты снежного покрова и толщины торфяной залежи олиготрофного болота методом геолокации // 25-я Всерос. открытая науч. конф. «Распространение радиоволн», посвящ. 80-летию отечеств. ионосферных исследований РРВ-25. Томск, 4–9 июля 2016 г. Тр. конф. Секции 5–8. Томск, 2016. С. 78–81, библиограф. 2.

Обнаружено хорошее согласие определения глубины торфяной залежи и толщины снежного покрова с помощью георадара с данными прямых измерений.

99. Осокин Н.И., Сосновский А.В. Влияние термического сопротивления снежного покрова на промерзание–протаивание грунтов в условиях Арктики и севера России // Вопросы географии. Сб. 142. География полярных регионов. М.: «Кодекс», 2016. С. 344–360, библиограф. 20.

На основе составления карты изменений термич. сопротивления снежного покрова с 1966 по 2010 г. сделан анализ его пространств. и врем. изменчивости.

100. Осокин Н.И., Сосновский А.В. Влияние термического сопротивления снежного покрова на устойчивость многолетнемерзлых пород // Криосфера Земли. 2016. Т. 20. № 3. С. 105–112, библиограф. 19.

На основе анализа составл. авторами карт изменений термич. сопротивления снежного покрова определены районы с благоприятными и неблагоприятными условиями сохранения многолетнемерзлых пород на территории России.

101. Осокин Н.И., Сосновский А.В. Динамика параметров снежного покрова, влияющих на устойчивость многолетней мерзлоты на архипела-

ге Шпицберген // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 2. С. 189–198, библиограф. 21.

Рассматриваются изменения характеристик режима снежного покрова с 1984 по 2015 г. на основе данных ГМС Баренцбург и собств. наблюдений авторов.

102. Осокин Н.И., Сосновский А.В. Пространственное распределение термического сопротивления снежного покрова на территории России и его влияние на промерзание и протаивание грунтов // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 1. С. 52–60, библиограф. 15.

На примере ГМС Койнас (восток Архангельской области) показано, что влияние роста суммы отрицат. температур воздуха на температурный режим грунта может компенсироваться снижением термич. сопротивления снежного покрова; построена карта на территорию России.

103. Пестерева Н.М., Сидоренко Н.Ю., Надеина О.С. Современные тенденции развития горнолыжных курортов в условиях изменения климата (на примере Западного Кавказа и Сихотэ-Алиня) // География и прир. ресурсы. 2016. № 2. С. 85–93, библиограф. 25.

Обсуждаются результаты статистич. анализа временных рядов температуры воздуха и атмосферных осадков холодного периода за 1917–2014 гг. на нескольких десятках лыжных курортов.

104. Пьянков С.В., Шихов А.Н. Моделирование пространственного распределения снеготопливных запасов на крупном водосборе с применением спутниковой информации // Соврем. проблемы дистанц. зондирования Земли из космоса. 2016. Т. 13. № 4. С. 28–41, библиограф. 13.

На материалах трёх зимних сезонов (2012–2015 гг.) протестирована методика оценки снеготопливных запасов, основанная на комбинации данных наземных, спутниковых наблюдений и краткосрочных прогнозов осадков по мезомасштабной модели атмосферы WR-T.

105. Рапута В.Ф., Ярославцева Т.В. Сопряженные исследования аэрозольного загрязнения атмосферы и снежного покрова в городах юга Западной Сибири // Тезисы докл. 11 Сибирского совещ. по климатолог.-экологич. мониторингу. Томск, 21–23 сентября 2015 г. Томск, 2015. С. 217–218, библиограф. 1.

По данным постов Росгидромета 2008–2012 гг. выявлены качества и колич. взаимосвязи между содержанием примесей в воздухе и снеге.

106. Священников П.Н., Иванов Б.В., Уразгельдеева А.У., Курочкин Ю.Н., Чистяков К.В., Дивин Д., Хадсон С. Влияние загрязнения окружающей среды в окрестностях пос. Баренцбург (архипелаг Шпицберген) на радиационные свойства снежно-ледового покрова // Арктич. морское природопользование в XXI веке – соврем. баланс науч. традиций и инноваций (к 80-летию ММБИ КНЦ РАН). Тезисы докл. междунар. конф. Мурманск, 1–3 апреля 2015 г. Мурманск, 2015. С. 213.

Результаты наблюдений с помощью спектрального радиометра Trios Ramses в 2008–2013 гг.

107. *Симонов Б.Ю.А., Ликарь Э.-Л.Д., Фролова Н.Л.* Оценка применимости модели динамики снежного покрова SNOW-17 в практике оперативного гидрологического прогнозирования в России // Тр. Гидрометцентра РФ. 2016. № 360. С. 95–112, 183, 187, библиограф. 16.

Рассмотрено воздействие инфракрасного и ультрафиолетового излучения на снежный покров, получены зависимости изменения альбедо снега в процессе таяния.

108. *Турков Д.В., Сократов В.С.* Расчёт характеристик снежного покрова равнинных территорий с использованием модели локального теплообмена SPONSOR и данных реанализа на примере Московской области // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 3. С. 369–380, библиограф. 33.

Предложена новая методика расчёта характеристик снежного покрова с высоким пространств. и врем. разрешением.

109. *Филимонов В.Ю., Балдаков Н.А., Кудишин А.В.* Корреляционная модель динамики изменения объёма талых вод на основе многолетних наблюдений сезонных уровней снеготалого запаса на участке водосбора реки Чарыш (Алтайский край) // Изв. Алтайского отделения РГО. 2016. № 3 (42). С. 52–55, библиограф. 2.

Установлена корреляц. связь между снеготалыми запасами на участке водосбора малой протяжённости и объёмом талых вод с участка водосбора протяжённостью 456 км.

110. *Чернов Р.А.* Метаморфизм и термические свойства свежевыпавшего снега (по исследованиям в Подмоскowie) // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 2. С. 199–206, библиограф. 16.

В результате лабораторных экспериментов с образцами свежевыпавшего снега в 2015 и 2016 гг. установлено, что в процессе оседания и перекристаллизации теплопроводность снега увеличивается в первые дни и стабилизируется через 3–5 дней.

111. *Ярославцева Т.В., Рапота В.Ф.* Численный анализ полей загрязнения снежного покрова в окрестностях промышленных предприятий по спутниковым снимкам // Тезисы докл. 11 Сибирского совещ. по климато-экологич. мониторингу. Томск, 21–23 сентября 2015 г. Томск, 2015. С. 227–228.

Рассмотрены задачи восстановления полей загрязнения снежного покрова от пылящих точечных, линейных и площадных источников по данным наземных и спутниковых наблюдений.

5. СНЕЖНЫЕ ЛАВИНЫ И ГЛЯЦИАЛЬНЫЕ СЕЛИ

112. *Быков Н.И.* Лавиносборы бассейна реки Белой (левый приток реки Чарыш) // Изв. Алтайского отделения РГО. 2015. № 1 (36). С. 86–90, библиограф. 6.

Рассматриваются основные характеристики: экспозиция, уклоны, высотные пределы зон зарождения и аккумуляции лавин.

113. *Быков Н.И.* Лавиносборы бассейна реки Кумир (левый приток реки Чарыш) // Изв. Алтайского отделения РГО. 2015. № 2 (37). С. 48–62, библиограф. 11.

Рассматриваются география лавиносборов и их основные характеристики: экспозиция, уклоны, высотные пределы зон зарождения и остановки снежных лавин.

114. *Жданов В.В.* Экспериментальный метод прогноза лавин на основе нейронных сетей // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 4. С. 502–510, библиограф. 15.

Обсуждаются результаты применения статистич. методов для классификации лавиноопасных осадков и снегопадов в бассейне р. Киши Алматы в Заилийском Алатау на основе наблюдений за лавинами и условиями их схода в районе снеголавинной станции Шимбулак.

115. *Залиханов М.Ч., Кондратьева Н.В., Аджиев А.Х., Разумов В.В.* Учет генезиса селеобразования при предварительной оценке максимального объёма твердых отложений селея на территории Северного Кавказа // ДАН. 2016. Т. 470. № 2. С. 212–214, библиограф. 5.

Развит новый аналитич. подход для предварит. оценки твёрдых отложений селей, в том числе ледникового и снежного генезиса.

116. *Казакова Е.Н.* Классификация береговых лавинных комплексов острова Сахалин // География и прир. ресурсы. 2016. № 3. С. 152–159, библиограф. 7.

Составлена карта береговых прир. и антропогенных лавинных комплексов южного Сахалина.

117. *Романенко Ф.А., Шиловцева О.А.* Геоморфологические процессы в горах Кольского полуострова и изменения климата // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2016. № 6. С. 78–86, библиограф. 17.

Рассматриваются случаи массового проявления водоснежных потоков на фоне общего увеличения количества атмосферных осадков в 1966–2013 гг.

6. МОРСКИЕ ЛЬДЫ

118. *Алексеев Г.В.* Аномалии климата в Арктике в начале 2016 года // Российские полярные исследования. 2016. № 2 (24). С. 32–33.

Показаны причины аномального сокращения морского ледяного покрова в Северном Ледовитом океане зимой 2015/16 г.

119. *Алексеев Г.В., Глок Н.И.* Влияние приэкваториальной Северной Атлантики на потепление и сокращение площади морского льда в Арктике // Проблемы Арктики и Антарктики. 2016. № 4 (110). С. 80–87, библиограф. 28.

На основе анализа данных 1900–2013 гг. предложена схема механизма формирования отдалённого влияния аномалий температуры поверхности океана на ледовитость Северного Ледовитого океана.

120. *Андреев О.М., Виноградов Р.А., Демешкин А.С.* Механизм формирования внутренней структуры торосистого образования у стенки гидротехнического сооружения // Тр. 5-й Всерос. конф. «Ледовые и термические процессы на водных объектах России». Владимир, 11–14 октября 2016 г. Сборник. М.: РГАУ–МСХА, 2016. С. 28–33, библи. 4.
Обобщение результатов экспедиц. работ в марте 2016 г. у борта морской ледостойкой платформы в Печорском море.
121. *Асмус В.В., Кровотынцева В.А., Пяткин В.П.* Программные технологии в космическом мониторинге ледяного покрова Арктики // Журнал Сибирского федерального ун-та. Техника и технологии. 2015. Т. 8. № 6. С. 680–689, библи. 4.
Приводятся данные о действующих и перспективных отечеств. и зарубежных ИСЗ, в том числе космич. системы «Арктика», описание разработ. методов и оперативных технологий мониторинга ледяного покрова.
122. *Белозерцева И.А., Воробьева И.Б., Власова Н.В., Янчук М.С., Лопатина Д.Н.* Загрязнение снега на акватории северной котловины озера Байкал и прилегающей территории // Успехи соврем. естествознания. 2016. № 9. С. 97–103, библи. 12.
По результатам снегогеохимич. съёмки проведена оценка загрязнения снежного покрова вблизи прибрежных насел. пунктов Северобайкальск и Нижнеангарск.
123. *Бойцов В.Д.* Ледовые условия на севере Баренцева моря в начале XXI в. // Особенности формирования биопродуктивности северных районов Баренцева моря в период потепления Арктики. Сб. науч. трудов Полярного НИИ морского рыбного хозяйства и океанографии. Мурманск, 2014. С. 11–24, 186, 189, библи. 10.
Анализ особенностей развития ледовых процессов в сезонном и межгодовом масштабах в 2001–2011 гг.
124. *Бородачев В.Е., Бородачев И.В.* Ледовитость моря Лаптевых в условиях колебаний климата Арктики // Проблемы Арктики и Антарктики. 2016. № 3 (109). С. 60–73, библи. 26.
На основе анализа долговременных колебаний ледовитости моря в 1940–2014 гг. отмечено резкое сокращение площади ледяного покрова в 1995–2013 гг.
125. *Бородкин В.А., Макштас А.П., Богородский П.В.* Припайный лёд в прибрежной части пролива Шокальского // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 4. С. 525–532, библи. 9.
Результаты натурных исследований нарастания и таяния ледяного покрова вблизи ледовой базы «Мыс Баранова» (Северная Земля) в 2013–2014 гг.
126. *Бузин И.В., Миронов Е.У., Сухих Н.А., Павлов В.А., Корнишин К.А., Ефимов Я.О.* Исследование дрейфа ледяных образований на шельфе Российской Арктики с помощью автоматических радиомаяков спутниковой системы ARGOS // Науч.-техн. вестн. «Роснефть». 2016. № 4. С. 4–9.
Результаты исследования дрейфа ледяных полей и айсбергов в 2013–2015 гг. на акваториях морей Лаптевых, Карского и Восточно-Сибирского.
127. *Букатов А.Е., Букатов А.А., Бабий М.В.* Отклик воздействия внутренних внешних факторов в широком смещении кромки морского льда в Арктическом бассейне // Морской гидрофиз. журнал. 2016. № 6. С. 28–36, библи. 4.
Исследована внутригодовая климатич. реакция широтного смещения кромки морского льда в Арктике на изменчивость крупномасштабной атмосферной циркуляции.
128. *Букатов А.Е., Букатов А.А., Бабий М.В.* Проявление солнечной активности в изменчивости регионального распределения морского льда в Антарктике // Процессы в геосферах. 2016. № 2. С. 104–111, библи. 11.
Исследованы корреляц. связи климатич. эволюции регионального распределения сплочённости, площади и кромки морского льда в Южном океане с числами Вольфа солнечной активности.
129. *Букатов А.Е., Букатов А.А., Бабий М.В.* Региональная изменчивость площади морского льда в Антарктике // Метеорология и гидрология. 2016. № 6. С. 39–47, библи. 10.
На основе анализа данных 1970–2012 гг. показан положит. тренд изменения площади льда в межгодовом масштабе.
130. *Букатов А.Е., Завьялов Д.Д., Соломаха Т.А.* Оценка роли трения и реологических свойств льда на формирование поля его сплочённости в Азовском море // Экология. Экономика. Информатика. Азовское море, Керченский пролив и предпроливные зоны в Черном море: проблемы управления прибрежными территориями для обеспечения экологич. безопасности и рационального природопользования. Материалы 3-й Всерос. конф. Ростов-на-Дону, 11–17 сентября 2016 г. Ростов-на-Дону, 2016. С. 96–110, библи. 19.
Проведена оценка влияния вязкопластич. реологии льда на эволюцию поля его сплочённости, а также выполнен анализ зависимости динамики сплочённости дрейфующего льда от величины предельного давления ледового сжатия и изменен. коэф. трения на поверхностях воздух – лёд и лёд – вода.
131. *Бухаров М.В.* Исследование влияния вихрей обтекания подводных гор на свойства льда по спутниковым измерениям // Метеорология и гидрология. 2016. № 10. С. 50–60, библи. 9.
Установлено, что в районах влияния вихрей обтекания подледных гор (хребтов Ломоносова и Гаккеля) интенсивность дрейфа льда может существенно возрастать.
132. *Василенко Ю.П., Янченко Е.А., Басин А.А., Горбаренко С.А.* Особенности ледовой седиментации в центральной части Охотского моря во время МИС 3 (28–59 тыс. лет назад) // Океанологич. исследования. Материалы 7-й конф. молодых учёных. Владивосток, 16–20 мая 2016 г. Владивосток, 2016. С. 68–71, библи. 8.

Изучены факторы, влияющие на ледовую седиментацию Охотского моря во время быстрых колебаний глобального климата длительностью в несколько сотен – первые тысячи лет.

133. *Виноградов Р.А., Андреев О.М., Драбенко Д.В., Смирнов К.Г.* Направленное техногенное воздействие на ледяной покров акватории порта в условиях мелководных районов морей криолитозоны // Тр. 5-й Всерос. конф. «Ледовые и термические процессы на водных объектах России». Владимир, 11–14 октября 2016 г. Сборник. М.: РГАУ–МСХА, 2016. С. 66–70.

Предложены меры для повышения эффективности воздействия на ледяной покров.

134. *Волков В.А., Мушта А.В., Демчев Д.М., Коржииков А.Я., Сандвен С.* Связь крупномасштабной изменчивости поля дрейфа льда в Северном Ледовитом океане с климатическими изменениями общей ледовитости, происходящими в течение последних десятилетий // Проблемы Арктики и Антарктики. 2016. № 2 (108). С. 50–63, библи. 25.

Показано, что преобладающий в наст. время тип атмосферной циркуляции способствует созданию условий для нарастания льда.

135. *Гаврилов Ю.Г., Фролов С.В., Болтунов А.Н., Семенов В.С., Никифоров В.В.* Особенности ледовых условий местообитаний атлантических моржей в Печорском море // Вопросы географии. Сб. 142. География полярных регионов. М.: «Кодекс», 2016. С. 486–499, библи. 12.

Показаны особенности ледовых условий Печорского моря в 2013–2014 гг. и условия ледовитости, наиболее комфортные для местообитания моржей.

136. *Громов И.В., Коромыслов А.Ю., Ушаков К.В., Кауркин М.Н., Ибраев Р.А.* Совместная модель внутригодовой изменчивости циркуляции вод и льда Северного Ледовитого океана // Тр. Гидрометцентра РФ. 2016. № 361. С. 29–46, 262, 269, библи. 27.

Приведены первые результаты моделирования внутригодовой изменчивости циркуляции вод и льда Северного Ледовитого океана с применением новой совместной модели океана и льда, построенной на основе трёхмерной модели динамики океана ИВМИО4.1 и модели морского льда CICES.1.

137. *Данилов А.И.* Изучение айсберговых угроз в Российской Арктике // Российские полярные исследования. 2016. № 4 (26). С. 26–29, библи. 8.

Представлена карта айсбергов в Баренцевом море в 1928–2007 гг.

138. *Демчев Д.М., Волков В.А., Хмелева В.С., Казаков Э.Э.* Восстановление полей дрейфа морского льда по последовательным спутниковым радиолокационным изображениям методом прослеживания особых точек // Проблемы Арктики и Антарктики. 2016. № 3 (109). С. 5–19, библи. 27.

Предложен метод, позволяющий получить поля фактич. дрейфа льда субкилометрового разрешения с точностью около 200 м на интервале 1–3-х суток.

139. *Думанская И.О.* Методика долгосрочного прогноза ледовых условий дальневосточных морей // Тр. Гидрометцентра РФ. 2016. № 362. С. 109–128, 240, 249, библи. 13.

Представлено описание ансамблевого метода прогноза ледовых условий, состоящего из трёх компонентов, а также результаты расчётов с его помощью для Берингова и Охотского морей и Татарского пролива.

140. *Думанская И.О.* Некоторые тенденции в изменении ледовых характеристик арктических морей в XXI веке // Тр. Гидрометцентра РФ. 2016. № 362. С. 129–152, 241, 250, библи. 7.

Дана колич. оценка изменений ледового режима по ряду характеристик: суровость зим, первое появление льда, очищение моря ото льда, площадь ледяного покрова и отдельных ледяных массивов, продолжительность ледового периода.

141. *Дьяков Н.Н., Тимошенко Т.Ю., Белогубов А.А., Горбач С.Б.* Атлас льдов Черного и Азовского морей. Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика», 2015. 230 с., библи. 30.

Атлас служит дополнением к существующим справочно-монографич. пособиям по ледовому режиму Азово-Черноморского бассейна.

142. *Жичкин А.П.* Динамика ледовитости в районе архипелага Шпицберген и прилегающего шельфа в начале XXI века // Комплексные исследования природы Шпицбергена и прилегающего шельфа. Вып. 13. Ростов-на-Дону, 2016. С. 140–143, библи. 10.

Показано, что на фоне долгопериодных компонент низкочастотных климатич. колебаний развиваются процессы ледовых флуктуаций продолжительностью в 2–3 года.

143. *Жичкин А.П.* Ледовые условия в районе архипелага Земля Франца-Иосифа // Тр. Кольского науч. центра РАН. 2014. № 4 (23). Океанология. Вып. 2. С. 82–89, библи. 9.

На основе электронной базы данных по ледовитости Баренцева моря выполнен сравнит. анализ среднегодовых значений параметров ледового режима в районе Земли Франца-Иосифа и всего Баренцева моря в 1977–2011 гг.

144. *Захаров В.Г.* Разрушения массивов морских льдов в Арктическом бассейне и динамика атмосферной циркуляции в апреле и августе 2012 г. // Комплексные исследования природы Шпицбергена и прилегающего шельфа. Вып. 13. Ростов-на-Дону, 2016. С. 154–160, библи. 9.

Описание случаев синхронных катастрофич. разрушений обширных массивов морских льдов за несколько дней одновременно в Сев. и Юж. полушариях.

145. *Карклин В.П., Миронов Е.У., Иванов В.В., Шкорба С.П.* Особенности формирования крупных аномалий ледовитости в Татарском проливе // Проблемы Арктики и Антарктики. 2016. № 3 (109). С. 20–33, библи. 9.

Сделано предположение о преобладании в ближайшие годы лёгких ледовых условий в приливе на фоне снижения запад-

ной формы атмосферной циркуляции в тихоокеанско-американском регионе.

146. *Карклин В.П., Хотченков С.В., Юлин А.В., Смоляницкий В.М.* Сезонные изменения возрастного состава льдов в северо-восточной части Карского моря в осенне-зимний период // Проблемы Арктики и Антарктики. 2016. № 4 (110). С. 41–50, библиограф. 8. Анализ архива электронных ледовых карт за 1997–2016 гг.

147. *Ковалев С.М., Смирнов В.Н., Шушлебин А.И.* Технология мониторинга физико-механических свойств льда и динамики ледяного покрова в режиме реального времени на шельфе арктических морей // Перспективы развития инженерных изысканий в строительстве в Российской Федерации. Материалы 12-й общерос. конф. изыскат. организаций. Москва, 7–9 декабря 2016 г. М., 2016. С. 635–641, библиограф. 7.

Разработан комплекс измерит. техники и оборудования для мониторинга физ.-мех. состояния льда.

148. *Коротков А.И.* Айсберговая «вакханалия» 2016 г. в районе станции Прогресс // Российские полярные исследования. 2016. № 4 (26). С. 29–31.

Результаты наблюдений за отколом айсбергов в 1988–2016 гг.

149. *Кулаков М.Ю., Ашик И.М., Фильчук К.В.* Технология расчета и краткосрочного прогноза дрейфа льда на акватории Северного Ледовитого океана и арктических морей // Информ. сб. Гидрометцентра России. 2016. № 43. С. 114–132, библиограф. 15.

На основе модели ААRI–ЮСМ разработаны метод и технологии расчёта и краткосрочного прогноза течений и дрейфа льда в Северном Ледовитом океане и его морях.

150. *Лаврентьев И.И., Бузин И.В.* Ледники российской Арктики и айсберги как потенциальная угроза морскому транспорту и добыче на шельфе // Транспорт и логистика в Арктике. 2016. № 2. С. 161–166, библиограф. 2.

Обоснована необходимость мониторинга ледовой обстановки и надёжных представлений об основных источниках айсбергов, параметрах ледников, а также межгодовой и сезонной изменчивости айсбергового стока.

151. *Лосев С.М., Дымент Л.Н.* Повторяемость крупномасштабных вихревых образований в полях скорости дрейфа льда Арктического бассейна как показатель его интенсивности // Метеорология и гидрология. 2016. № 10. С. 72–83, библиограф. 9.

По данным 1980–2014 гг. установлено, что с увеличением повторяемости антициклонич. вихрей возрастает общая интенсивность дрейфа и значительно усиливается перемещение льда в зоне стрежня.

152. *Мавлюдов Б.Р., Кононова Н.К., Захаров В.Г.* Синхронность динамики ледовых процессов в Арктике и Антарктике в апреле 2012 г. // Арктич. морское природопользование в XXI веке – современ. баланс науч. традиций и инноваций (к 80-летию ММБИ КНЦ РАН). Тезисы докл. междунар.

конф. Мурманск, 1–3 апреля 2015 г. Мурманск, 2015. С. 142–144.

Сопоставление результатов прямых наблюдений вблизи о. Кинг-Джордж с динамикой ледовых процессов в Арктике в этот же период времени.

153. *Максимова П.В., Крупина Н.А., Лихоманов В.А., Чернов А.В., Свистунов И.А.* Система мониторинга ледовых нагрузок для судов и инженерных сооружений. К вопросу о создании системы мониторинга состояния объекта // Проблемы Арктики и Антарктики. 2016. № 2 (108). С. 101–112, библиограф. 2.

Рассмотрены основные аспекты проектирования систем мониторинга нагрузок на сооружения от морских льдов.

154. *Марченко А.В., Дианский Н.А., Онищенко Д.А., Чумаков М.М., Никитин М.А., Фомин В.В., Марченко Н.А.* Исследование дрейфа льда и эволюции консолидированного слоя торосов в Северо-Западном регионе Баренцева моря // Тр. Гидрометцентра РФ. 2016. № 361. С. 231–260, 267, 274, библиограф. 30.

Проведён анализ влияния полярных мезоциклонов и океанич. потока тепла на дрейфующий лёд в указ. районе и полевых исследований в двух экспедициях на исслед. судне «Lance».

155. *Матишов Г.Г., Бердников С.В., Жичкин А.П., Макаревич П.Р., Дженюк С.Л., Кулыгин В.В., Яицкая Н.А., Поважный В.В., Шевердяев И.В., Кумпан С.В., Третьякова И.А., Цыганкова А.Е.* Атлас климатических изменений в больших морских экосистемах Северного полушария (1878–2013). Ростов-на-Дону, 2014. 256 с., библиограф. 31.

Обобщены материалы по арктическим морям Вост. полушария и Чёрному морю, включая многолетние данные о ледовом режиме.

156. *Мелешко В.П., Катцов В.М., Байдин А.В., Павлова Т.В., Говоркова В.А.* Ожидаемые изменения гидрологического режима в Северной Евразии в результате исчезновения многолетнего морского льда в Арктике // Метеорология и гидрология. 2016. № 11. С. 5–21, библиограф. 46.

Показано, что сокращение ледяного покрова в Северном Ледовитом океане не оказывает значит. влияния на изменение гидрол. цикла в Сев. Евразии в отличие от глобального потепления.

157. *Мельников И.А.* Морская Арктика от П.П. Ширшова до наших дней // Природа. 2016. № 8. С. 15–25, библиограф. 8.

История российских исследований дрейфующих льдов Арктики за последние 80 лет.

158. *Мельников И.А., Житина Л.С., Семенова Т.Н.* Современное состояние биоразнообразия морского льда в районе Северного полюса // Проблемы Арктики и Антарктики. 2016. № 4 (110). С. 104–110, библиограф. 13.

Анализ проб, отобранных в экспедиции 2007–2011 гг. и на дрейфующей станции «Северный полюс – 2015».

159. *Мохов И.И., Хон В.Ч., Прокофьева М.А.* Новые модельные оценки изменений продолжительно-

- сти навигационного периода для Северного морского пути в XXI веке // ДАН. 2016. Т. 468. № 6. С. 699–704, библиографический список. 15.
- Выполнен анализ способности соврем. климатич. моделей воспроизводить в Арктич. бассейне средний режим морских льдов и их межгодовую изменчивость и тенденции изменения в сопоставлении со спутниковыми данными последних десятилетий.
160. *Музылов С.В., Цыбанева Т.Б.* О волнах Кельвина в однородном море под ледяным покровом // Тр. 5-й Всерос. конф. «Ледовые и термические процессы на водных объектах России». Владимир, 11–14 октября 2016 г. Сборник. М.: РГАУ–МСХА, 2016. С. 317–324, библиографический список. 5.
- Теоретич. рассмотрение влияния ледяного покрова на волновые движения в океане.
161. *Муркалов А.Б.* Морфолитодинамическая роль льда в береговой зоне северо-западной части Черного моря // Тр. 5-й Всерос. конф. «Ледовые и термические процессы на водных объектах России». Владимир, 11–14 октября 2016 г. Сборник. М.: РГАУ–МСХА, 2016. С. 324–329, библиографический список. 5.
- Подсчитан ледовый вынос материала с искусств. пляжей и пляжей открытого берега.
162. *Немировская И.А., Шевченко В.П., Титова А.М., Боев А.Г., Травкина А.В., Трубкин И.П.* Алифатические углеводороды во взвеси снежно-ледового покрова Белого моря // Проблемы Арктики и Антарктики. 2016. № 4 (110). С. 30–40, библиографический список. 27.
- Результаты сопоставления проб, отобранных в 2010–2016 гг. в двух районах Белого моря, с фоновыми значениями для Арктики и Антарктики.
163. *Огородов С.А.* Ледово-экзарационный рельеф на дне Аральского моря // Тр. 5-й Всерос. конф. «Ледовые и термические процессы на водных объектах России». Владимир, 11–14 октября 2016 г. Сборник. М.: РГАУ–МСХА, 2016. С. 342–348, библиографический список. 7.
- Охарактеризован ледовый режим озера как условие для создания экзарц. форм рельефа.
164. *Павлов В.А., Корнишин К.А., Ефимов Я.О., Мионов Е.У., Гузенко Р.Б., Харитонов В.В.* Особенности развития консолидированного слоя гряд торосов в морях Карском и Лаптевых // Нефтяное хозяйство. 2016. № 11. С. 49–54, библиографический список. 7.
- Итоги исследований АНИИИ в назв. морях в период максим. развития ледяного покрова (апрель и май) методом термобурирования, морфометрии и изучения внутр. структуры 83 торосов.
165. *Писарев С.В.* Зимние экспедиционные исследования на акватории Южно-Кириновского месторождения в 2016 году // Российские полярные исследования. 2016. № 3 (25). С. 8–10.
- Опробована методика комплексного обследования объёмов льдин на сев.-вост. шельфе о. Сахалин с марте–апреле 2016 г.
166. *Плотников В.В., Дубина В.А., Вакульская Н.М., Пустошнова В.И.* Режимные характеристики и особенности дрейфа льда на магаданском шельфе Охотского моря // Изв. ТИНРО. 2016. № 187. С. 217–225, библиографический список. 17.
- Изменчивость характеристик ледяного покрова в указ. районе изучена на основе историч. базы ледовых наблюдений и архива спутниковых изображений.
167. *Политько В.А., Контаржи И.Г.* Особенности ледовых условий и ледовых нагрузок на шельфовые сооружения в Северном Каспии // Материалы Междунар. науч.-практ. конф. «Обеспечение гидрометеорол. и экологич. безопасности морской деятельности. Астрахань, 16–17 октября 2015 г. Астрахань, 2015. С. 133–135, библиографический список. 4.
- При выполнении расчётов ледовых нагрузок для Сев. Каспия предлагается рассматривать сценарий взаимодействия льда и сооружения с наличием ледяных нагромождений с платформы, так как нагромождения льда могут уменьшить нагрузку на вертикальную стенку и увеличить её в случае с наклонной стенкой.
168. *Попов А.В., Кубышкин Н.В., Рубченя А.В., Драбенко Д.В.* Динамика кромки заприпайной полыньи в Обской губе и прогноз её широтного положения // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 3. С. 387–398, библиографический список. 6.
- Анализ межгодовой изменчивости положений кромки за 1997–2016 гг. на основе спутниковых данных.
169. *Попов С.В., Пряхин С.С., Поляков С.П.* Результаты опытно-методических гляциорадарных работ на морском льду в районе российской станции Прогресс, Восточная Антарктида, в сезон 61-й РАЭ (2015/16 г.) // Тр. 5-й Всерос. конф. «Ледовые и термические процессы на водных объектах России». Владимир, 11–14 октября 2016 г. Сборник. М.: РГАУ–МСХА, 2016. С. 370–376, библиографический список. 3.
- Сделан вывод, что электромагнитное зондирование достаточно перспективно для изучения морского льда.
170. *Пронин А.А., Римский-Корсаков Н.А., Сурин М.Н.* Ледовая экзарация в Карском море, регистрируемая с помощью гидролокатора бокового обзора // Тр. 13-й Всерос. конф. «Прикладные технологии гидроакустики и гидрофизики». Санкт-Петербург, 24–26 мая 2016 г. СПб., 2016. С. 414–417, библиографический список. 2.
- Приведены значения глубин и радиолокац. изображения следов ледовой экзарации, оставляемые айсбергами у берегов Новой Земли.
171. *Сазонов К.Э.* К вопросу о корректировке данных ходовых натурных испытаний судов в ледовых условиях // Проблемы Арктики и Антарктики. 2016. № 3 (109). С. 94–100, библиографический список. 14.
- Предложены оптимальные условия оценки испытаний судов в сплошных ровных льдах.
172. *Смирнов В.Г., Бычкова И.А., Кулаков М.Ю.* Разработка экспериментального аппаратно-программного комплекса мониторинга айсбергов и прогноза их дрейфа в зоне архипелага Шпицбергена в западной Арктической зоне РФ // Российские полярные исследования. 2016. № 2 (24). С. 34–35.

Представлены функциональная структура комплекса, схема информац. потоков и пример прогностич. расчёта дрейфа обнаруж. на спутниковом снимке айсбергов.

173. *Терехова А.Г., Щербакова В.Н.* Оценка величины разрушающих усилий для арктических льдов // Тр. 59-й науч. конф. МФТИ. Аэрофизика и космич. исследования. Москва, 21–26 ноября 2016 г. М., 2016. С. 250–251.

Решалась задача изгиба полубесконечных и конечных ледяных плит разных размеров и толщин, при этом ледяной покров рассматривался как упругие однородные и изотропные плиты, лежащие на винклеровском основании.

174. *Тисленко Д.И., Иванов Б.В., Смоляницкий В.М., Священников П.Н., Изаксен К., Гьетлен Х.* Сезонные и многолетние изменения ледовитости в районе архипелага Шпицберген за период 1979–2015 гг. // Проблемы Арктики и Антарктики. 2016. № 3 (109). С. 50–59, библи. 19.

Отмечена тенденция к смягчению ледовых условий в течение последних 35 лет.

175. *Тихонов В.В., Раев М.Д., Шарков Е.А., Боярский Д.А., Репина И.А., Комарова Н.Ю.* Спутниковая микроволновая радиометрия морского льда полярных регионов. Обзор // Исследование Земли из космоса. 2016. № 4. С. 65–84, библи. 90.

Обзор методов спутникового мониторинга морского льда в сравнении с другими методами его изучения.

176. *Тихончук Е.А., Зайцев А.И., Волков А.Е.* Наблюдение за дрейфом льда в Охотском море // Датчики и системы. 2016. № 10. С. 32–36, библи. 2.

С помощью высокоточной радиолокац. станции морского исполнения FURUNO FAR-2117 проведён анализ всей доступной информации о характеристиках ледового режима и исследованы возможности прогнозирования ледовых условий.

177. *Тихончук Е.А., Зайцев А.И., Филатов В.И.* Изучение дрейфа льда в Охотском море с помощью радиолокационной станции // Экологич. системы и приборы. 2016. № 8. С. 29–34.

По результатам исследования ледовой обстановки в зал. Мордвинова у юго-вост. побережья о. Сахалин с помощью радиолокац. станции морского исполнения установлено движение льда в юго-вост. направлении, что совпадает с генеральным направлением течений в этом районе.

178. *Федоров В.М., Бухаров О.Е., Боголюбов Д.П., Гребенников П.Б.* Опыт среднесрочного прогнозирования изменения площади морских льдов в Северном полушарии на основе расчетов приходящей солнечной радиации и нейросетевого моделирования // Криосфера Земли. 2016. Т. 20. № 3. С. 43–50, библи. 26.

Значения приходящей на верхнюю границу атмосферы солнечной радиации за 1850–2050 гг. сопоставлены с площадью морских льдов.

179. *Хазанова Е.С.* Оценка площади льда по спутниковым данным // Океанологич. исследования. Материалы 7-й конф. молодых учёных. Владивосток, 16–20 мая 2016 г. Владивосток, 2016. С. 56–57.

Результаты оценки площади льда в Татарском проливе по материалам космич. микроволновой съёмки.

180. *Харитонов В.А.* Исследование строения торосов пролива Шокальского // Российские полярные исследования. 2016. № 3 (25). С. 11–13.

Результаты работ группы термобурения весной 2016 г., расширившей знания о ледовых условиях у архипелага Северная Земля.

181. *Цыганкова А.Е., Бердников С.В., Шевердяев И.В., Яицкая Н.А.* Многолетняя изменчивость ледового режима Баренцева и Белого морей // Арктич. морское природопользование в XXI веке – современ. баланс науч. традиций и инноваций (к 80-летию ММБИ КНЦ РАН). Тезисы докл. междунар. конф. Мурманск, 1–3 апреля 2015 г. Мурманск, 2015. С. 235–237.

В рамках Арктич. программы Президиума РАН в 2014 г. сформирована база данных по ледовитости Баренцева и Белого морей.

182. *Чернов И.А., Толстиков А.В., Яковлев Н.Г.* Комплексная модель Белого моря: гидротермодинамика вод и морского льда // Тр. Карельского науч. центра РАН. 2016. № 8. С. 116–128, библи. 2.

На примере Белого моря описана числ. модель крупного открытого льдом водоёма.

183. *Четырбоцкий А.Н.* Крупномасштабная численная модель динамики площади антарктического морского ледяного покрова // Метеорология и гидрология. 2016. № 4. С. 64–75, библи. 38.

На основе анализа данных 1974–2013 гг. показано, что динамика будущей площади морского ледяного покрова будет иметь полициклич. характер.

184. *Четырбоцкий А.Н.* Распределение площадей арктического и антарктического морских ледяных покровов (период 1972–2013 гг.) // Тр. 5-й Всерос. конф. «Ледовые и термические процессы на водных объектах России». Владимир, 11–14 октября 2016 г. Сборник. М.: РГАУ–МСХА, 2016. С. 440–446, библи. 7.

Показана согласованность изменений площади морского льда обоих полушарий.

185. *Шевченко В.П., Маслов А.В., Лисицын А.П., Навигатский А.Н., Штайн Р.* Элементный состав осадочного материала дрейфующих льдов Арктики // Вопросы географии. Сб. 142. География полярных регионов. М.: «Кодекс», 2016. С. 390–413, библи. 69.

Результаты анализа проб, отобранных в 1998 и 2004 гг. в рейсах НИС «Поларштерн».

186. *Шевченко В.П., Тамбовский В.С.* Расчет экстремальных значений скорости дрейфа льда на северо-восточном шельфе о. Сахалин по данным радиолокационных измерений // Метеорология и гидрология. 2016. № 7. С. 37–46, библи. 9.

Оценка экстремальных значений скорости дрейфа льда в районе морских месторождений нефти и газа с использованием данных наблюдений за 1986–1996 гг.

187. Яицкая Н.А., Третьякова И.А., Магаева А.А. О проекте «Исследование влияния ветрового волнения и нагонных явлений на процессы образования и разрушения ледового покрова в Азовском море» // Экология. Экономика. Информатика. Сб. статей. Т. 1. Системный анализ и моделирование экономич. и экологич. систем. Ростов-на-Дону, 2016. С. 437–440, библиограф. 14.
Краткое описание проекта.
188. Яковлев Н.Г., Гусев А.В. Морской лед // Математич. моделирование земной системы. М., 2016. С. 238–256, библиограф. 24.
Описание состояния морского льда и снежного покрова на нём в модели земной системы ИВМ РАН.
- ## 7. РЕЧНЫЕ И ОЗЁРНЫЕ ЛЬДЫ²
189. Агафонова С.А., Василенко А.Н., Мироненко А.А., Фролова Н.Л. Ледовый режим и его опасные проявления на реках Арктической зоны России // Тр. 5-й Всерос. конф. С. 15–21, библиограф. 5.
Обобщение данных наблюдений 1936–2013 гг. на 146 реках.
190. Агафонова С.А., Василенко А.Н., Фролова Н.Л. Факторы образования ледовых заторов на реках бассейна Северной Двины в современных условиях // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2016. № 2. С. 82–88, библиограф. 18.
Обобщение результатов наблюдений на 15 гидропостах за 1985–2015 гг.
191. Агафонова С.А., Фролова Н.Л., Василенко А.Н. Опасность ледовых явлений на реках Арктической зоны Европейской территории России // Вопросы географии. Сб. 142. География полярных регионов. М.: «Кодекс», 2016. С. 164–177, библиограф. 15.
Рассмотрен ледовый режим рек на основе обобщения данных 74 гидрол. постов за 1936–2013 гг.
192. Агафонова С.А., Фролова Н.Л., Василенко А.Н., Широкова В.А. Ледовый режим и опасные гидрологические явления на реках арктической зоны Европейской территории России // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2016. № 6. С. 41–48, библиограф. 18.
По наблюдениям с 1961 по 2013 г. на 65 реках выявлено повсеместное незначит. повышение повторяемости заторов льда после 1990 г.
193. Айбулатов Д.Н., Косицкий А.Г. Закономерности формирования ледяного покрова в нижнем течении и дельте р. Селенга зимой 2014–2015 гг. // Тр. 5-й Всерос. конф. С. 21–25, библиограф. 2.
Анализ пространств. распространения толщины льда для основного русла и 12 дельтовых рукавов.
194. Алабян А.М., Беркович К.М., Ильясов А.К., Турыкин Л.А. Исследование продольного профиля водной поверхности равнинной реки в условиях ледостава (на примере верхней Оки) // Тр. 5-й Всерос. конф. С. 26–28.
Получен рабочий профиль водной поверхности в районе г. Кашира.
195. Банщикова А.А., Банщикова Л.С. Результаты оценки параметров затора льда с помощью беспилотного летательного аппарата на участке р. Мста у д. Малый Порог // Тр. 5-й Всерос. конф. С. 40–46, библиограф. 5.
Описана методика исследования, провед. в феврале 2016 г.
196. Банщикова Л.С., Банщикова А.А., Соболев М.В., Хвалев С.В. Ледовый режим реки Ловать и ее притоков // Тр. 5-й Всерос. конф. С. 46–52, библиограф. 6.
Обобщение данных гидропостов и метеостанций за 1921–2013 гг.
197. Банщикова Л.С., Банщикова А.А., Соболев М.В., Хвалев С.В. Ледовый режим рек Пестовского района Новгородской области // Природообустройство. 2016. № 3. С. 20–25, библиограф. 7.
Дана характеристика ледового режима рек бассейна р. Молога за многолетний период.
198. Богданов С.Р., Здоровеннова Г.Э., Здоровеннов Р.Э., Пальшин Н.И., Ефремова Т.В., Волков С.Ю., Гавриленко Г.Г., Тержевик А.Ю. Сейши и короткие внутренние волны в озере подо льдом // Тр. 5-й Всерос. конф. С. 60–65, библиограф. 7.
Обобщение результатов экспедиц. исследований на оз. Вендорское в Карелии в 2007–2013 гг.
199. Горин С.Л., Романенко Ф.А., Коваль М.В. Первые сведения о зимнем гидрологическом режиме и ледяном покрове в гиперприливном устье реки Пенжина // Тр. 5-й Всерос. конф. С. 88–95, библиограф. 4.
200. Грищенко И.В. Характеристика ледовых процессов в устье р. Северной Двины и тенденции их развития в условиях изменения климата // Вестн. Сев. (Арктич.) федерального ун-та. Сер. естеств. наук. 2016. № 1. С. 5–11, библиограф. 4.
Показано, что повышение средней температуры воздуха находит своё отражение в смещении дат ледовых явлений и в изменениях характеристик льда.
201. Демиденко Н.А. Термический и ледовый режимы эстуариев Мезени и Калоя // Тр. 5-й Всерос. конф. С. 140–145.
Характеристика соврем. знаний по теме.
202. Ефремова Т.В., Пальшин Н.И. Влияние изменений климата на термический и ледовый режим озер Карелии по данным инструментальных наблюдений // Экологич. проблемы северных ре-

²Тр. 5-й Всерос. конф. означает: Тр. 5-й Всерос. конф. «Ледовые и термические процессы на водных объектах России». Владимир, 11–14 октября 2016 г. Сборник. М.: РГАУ–МСХА, 2016.

- гионов и пути их решения. Материалы 6-й Всерос. науч. конф. с междунар. участием. Апатиты, 10–14 октября 2016 г. Апатиты, 2016. С. 189–193, библи. 2.
- Показано, что температура воды и продолжительность ледяного покрова на озёрах влияют на скорости химич. и биологич. процессов, на концентрацию растворённых газов и степень освещённости озёр.
203. *Здоровеннова Г.Э., Здоровеннов Р.Э., Пальшин Н.И., Гавриленко Г.Г., Ефремова Т.В., Богданов С.Р., Терзевик А.Ю.* Динамика покрытого льдом озера // Тр. 5-й Всерос. конф. С. 171–176, библи. 14.
- Описание методики измерений в апреле 2016 г. на оз. Вендюрское (юг Карелии).
204. *Зиновьев А.Т., Кошелев К.Б.* Моделирование гидрометеорологических процессов в Телецком озере с использованием данных измерений температуры воды // Тр. 5-й Всерос. конф. С. 176–181, библи. 3.
- Предложена новая компьютерная модель, дано описание возможностей её применения.
205. *Истомина М.Н., Пасечкина В.Ю., Добровольский С.Г.* Наводнение вследствие ледовых явлений на реках: природные параметры и характеристики социально-экономических ущербов // Тр. 5-й Всерос. конф. С. 188–193, библи. 3.
- Обобщение сведений о 62 наводнениях 1998 – 2010 гг. на реках России.
206. *Исупова М.В., Михайлова М.В.* Экстремальные гидрологические явления в устьях рек, связанные с ледяными заторами // Тр. 5-й Всерос. конф. С. 194–200, библи. 6.
- Характеристики заторов на нескольких реках Евразии за последние 50 лет.
207. *Каретников С.Г., Науменко М.А., Гузиватый В.В., Шимараев М.Н., Кураев А.В.* Согласованность межгодовой изменчивости ледового режима Байкала и Ладожского озера // География и прир. ресурсы. 2016. № 2. С. 69–77, библи. 17.
- Обнаружена высокая степень синхронности межгодовых изменений ледовых и метеорол. характеристик двух озёр в 1945–2014 гг.
208. *Католиков В.М., Клавен А.Б., Копалиани З.Д., Католикова Н.И.* Мероприятия по регулированию заторообразования в узле слияния рек у города Великий Устюг для снижения уровня воды при заторных наводнениях // Тр. 5-й Всерос. конф. С. 218–230, библи. 7.
- Предложена новая стратегия регулирования мощности заторов и заторных уровней воды путём задержки ледяных полей на располож. выше участках реки.
209. *Кашкевич М.П., Попов С.В., Миннебаев Д.Д., Салихов Т.М., Черненко Ю.И., Трушевский В.Л.* Применение георадиолокации для изучения замерзших пресноводных водоемов (на примере озера Суури, Ленинградская обл.) // Тр. 5-й Всерос. конф. С. 231–237, библи. 5.
- Результаты опытно-методич. работ в марте 2015 г.
210. *Ким В.И., Махинов А.Н.* Изменение сроков ледовых явлений р. Амур за последние 25 лет (1990–2015 гг.) // Тр. 5-й Всерос. конф. С. 237–242, библи. 9.
- Отмечено сокращение продолжительности периода ледовых явлений в указ. годы.
211. *Кленов Е.М., Козлов Д.В.* Моделирование перемещения ледяной кроки в нижнем бьефе Майнской ГЭС // Тр. 5-й Всерос. конф. С. 242–247, библи. 5.
- Результаты опробования новой модели на р. Енисей в Хакасии в условиях зимы 2014 г.
212. *Козлов Д.В.* Эколого-водохозяйственные проблемы на водных объектах в зимний период // Тр. 5-й Всерос. конф. С. 247–255, библи. 2.
- Рекомендации по учёту особенностей режима и, в частности, ледового режима рек при строительстве водных объектов.
213. *Кулешов С.Л., Козлов Д.В.* К вопросу о методе прогнозирования заторных явлений на реках // Тр. 5-й Всерос. конф. С. 266–277, библи. 8.
- Предложена методика прогноза, возможного на любом из этапов – с момента формирования ледостава до разрушения ледяного покрова.
214. *Кураев А.В., Захарова Е.А., Rémy F., Костяной А.Г., Шимараев М.Н., Hall N.M.J., Сукнёв А.А.* Гигантские ледовые кольца на озерах Байкал и Хубсугул: перечень, структурный механизм и их формирование // Тр. 5-й Всерос. конф. С. 278–281, библи. 6.
- На основе исследований 1974–2015 гг. показаны размеры и отмечена связь расположения колец с линзами тёплой воды.
215. *Магрицкий Д.В., Скрипник Е.Н.* Опасные гидрологические процессы в устье Северной Двины и факторы их многолетней изменчивости // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2016. № 6. С. 59–70, библи. 26.
- На основе наблюдений 1900–2013 гг. рассмотрено образование заторов льда, стоковых и заторных наводнений.
216. *Маргарян В.Г.* Особенности ледовых явлений и динамики их изменения на реках бассейна Дебет (на территории Республики Армения) // Тр. 5-й Всерос. конф. С. 294–301, библи. 6.
- Показана связь интенсивности явлений с высотным положением бассейна реки.
217. *Махинов А.Н., Ким В.И., Матвеев Д.В.* Строевание льда реки Амур и припойменных озёр // Тр. 5-й Всерос. конф. С. 308–313, библи. 3.
- Результаты натурных исследований в феврале–марте 2016 г.
218. *Науменко М.А., Каретников С.Г., Гузиватый В.В.* Нелинейные взаимодействия индексов атмосферной циркуляции и их влияние на ледовый режим Ладожского озера // Тр. 5-й Всерос. конф. С. 329–336, библи. 4.
- Анализ изменений ледового режима в 1950–2013 гг.

219. *Пальшин Н.И., Ефремова Т.В.* Ледовая фенология разнотипных озер Карелии в условиях изменений климата // Роль науки в решении проблем региона страны: фундаментальные и прикладные исследования. Материалы Всерос. науч. конф. с междунар. участием, посвящ. 70-летию КарНЦ РАН. Петрозаводск, 24–27 мая 2016 г. Петрозаводск, 2016. С. 189–190, библиографический список. 1.
- Для выявления реакции ледового режима разнотипных озёр на изменения климата использованы многолетние данные наблюдений за сроками ледовых явлений (даты замерзания и очищения озёр ото льда) на восьми озёрах Карелии.
220. *Пальшин Н.И., Ефремова Т.В., Здоровеннов Р.Э., Здоровеннова Г.Э.* Перенос тепла в малом озере в период ледостава // Тр. Карельского науч. центра РАН. 2016. № 9. С. 17–26, библиографический список. 3.
- По данным измерений градиента температуры в придонном слое малого озера Вендюрского в зимние месяцы 1995–1999 гг. получены оценки теплового потока для разных периодов зимы и разных по глубине участков озера.
221. *Пальшин Н.И., Здоровеннова Г.Э., Здоровеннов Р.Э., Ефремова Т.В., Гавриленко Г.Г., Тержевник А.Ю.* Весенний подледный прогрев озера и распределение хлорофилла «А» // Тр. 5-й Всерос. конф. С. 358–364, библиографический список. 3.
- Проведены измерения потоков солнечной радиации на поверхности снежно-ледяного покрова и подо льдом озера Вендюрского в Карелии в 2009–2014 гг.
222. *Савенкова В.М., Широкова В.А.* История изучения донного льда на реках России // Тр. 5-й Всерос. конф. С. 391–397, библиографический список. 7.
- Обзор исследований, начиная с 1790 г.
223. *Сиротюк В.В., Якименко О.В., Левашов Г.М., Захаренко А.А.* Опыт армирования ледового покрова на переправах с помощью геосинтетических материалов // Криосфера Земли. 2016. Т. 20. № 3. С. 89–94, библиографический список. 4.
- Результаты использования специальных стеклосеток и сеток из полипропилена для усиления ледяного покрова на переправах и автозимниках.
224. *Стриженок А.В.* Методика прогноза максимальных заторных уровней воды на реке Печора в условиях изменения климата // Тр. 5-й Всерос. конф. С. 404–410, библиографический список. 6.
- Предложена новая методика прогноза с заблаговременностью девять суток.
225. *Тарбеева А.М., Крыленко И.В., Лебедева Л.С., Ефремов В.С., Шамов В.В.* Зимние процессы в четковидном русле р. Шестановки (Центральная Якутия) и их экологическое значение // Тр. 5-й Всерос. конф. С. 410–416, библиографический список. 7.
- Результаты полевых работ в апреле 2016 г. на участке, покрытом льдом и снежным покровом толщиной 25–30 см.
226. Труды 5-й Всероссийской конференции «Ледовые и термические процессы на водных объектах России». Владимир, 11–14 октября 2016 г. Сборник. М.: РГАУ – МСХА, 2016. 468 с., библиографический список в конце статей.
- Представлены результаты исследований в области ледовых и термических процессов на реках и озёрах России за последние три года.
227. *Федорова И.В., Романов С.Г., Алексеева Н.К., Большаков Д.Ю., Макушин М.А., Шадрин А.А., Четверова А.А., Скороспелова Т.В.* Особенности ледового и термодинамического режима водных объектов реки Лены // Тр. 5-й Всерос. конф. С. 428–433, библиографический список. 5.
- Результаты гидрол. и гидрохимич. зимних измерений 2015–2016 гг.
228. *Фролов Н.Л., Агафонова С.А., Крыленко И.Н., Сазонов А.А.* Заторное наводнение на р. Сухона в районе г. Великий Устюг 2016 г. // Тр. 5-й Всерос. конф. С. 434–440, библиографический список. 8.
- Описание событий сверхмощного наводнения 15–20 апреля 2016 г.
229. *Цветова Е.А.* О механизме формирования кольцевых структур в ледовом покрове Байкала // 23-я Рабочая группа «Аэрозоли Сибири». Томск, 2016. Тезисы докл. Томск, 2016. С. 46.
- Об имеющихся в литературе гипотезах, объясняющих огромные кольца на льду Байкала.
230. *Шапоренко С.И., Краснова Е.Д.* Экологические аспекты зимних термических процессов в Беломорских лагунах (район ББС) // Тр. 5-й Всерос. конф. С. 450–455, библиографический список. 4.
- Обобщение материалов полевых работ 1994, 2001–2003, 2010–2015 гг.
231. *Школьный Д.И., Айбулатов Д.Н.* Типизация устьевых областей рек острова Южный (архипелаг Новая Земля) // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2016. № 6. С. 50–58, библиографический список. 31.
- Отмечена приуроченность устьев с дельтами к рекам, на водосборах которых присутствуют ледники – свидетельство преобладающей роли ледниковой эрозии над другими видами эрозии на острове.

8. НАЛЕДИ И ПОДЗЕМНЫЕ ЛЬДЫ

232. *Алексеев В.Р.* Криогенез и криодинамика наледных участков речных долин // Геодинамика и тектонофизика. 2015. Т. 6. № 2. С. 171–224, библиографический список. 97.
- В зависимости от размеров наледей, водности реки, геологического и мерзлотно-гидрогеологического условий выделено пять видов наледной структуры русловой сети: веерообразная, конусовидная, древовидная, сетчатая и продольно-островная.
233. *Алексеев В.Р.* Многолетняя изменчивость родниковых наледей-тарынов // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 1. С. 73–92, библиографический список. 45.

Показано, что уменьшение объёма родниковых наледей согласуется с другими фактами соврем. дегляциации криосферы.

234. *Алексеев В.Р.* Притяжение мерзлой земли. Новосибирск: Академич. изд-во «ГЕО», 2016. 538 с., библи.: с. 485–506.

Монография посвящена явлениям холодной природы, её тайнам и загадкам, неосвоенным ресурсам, малоизуч. процессам, а также истории становления и развития мерзлотоведения.

235. *Афанасьев В.В.* Перестройка верхней части берегового профиля при промерзании пляжных отложений и формировании наледи в условиях приливного моря // Тр. 5-й Всерос. конф. С. 34–39, библи. 3.

Показана ошибочность мнения о прекращении развития береговой зоны при переходе температур воздуха на средне-суточные отрицат. отметки.

236. *Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Васильчук А.К., Подборный Е.Е., Чижова Ю.Н.* Пластовые льды в голоценовых отложениях севера Западной Сибири // Криосфера Земли. 2016. Т. 20. № 1. С. 36–50, библи. 28.

Показано, что пластовые ледяные залежи встречаются как в скальных дочетвертичных породах, так и в соврем. и голоценовых отложениях.

237. *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, библи. 24.

Рассмотрено строение и представлена карта распространения мощных торфяников с сингенетич. повторно-жильными льдами в пределах п-ов Ямал и Гыдан.

238. *Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Буданцева Н.А., Чижова Ю.Н.* Минерализация повторно-жильных льдов как индикатор смены ландшафтов // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2016. № 6. С. 96–103, библи. 19.

Восстановлена история возникновения необычных типов сильно минерализов. повторно-жильных льдов двух изуч. геокриол. разрезов в Сибири.

239. *Веремеева А.А., Глушкова Н.В.* Формирование рельефа в районах распространения отложений ледового комплекса в тундрах Колымской низменности (по данным космической съемки) // Криосфера Земли. 2016. Т. 20. № 1. С. 15–25, библи. 49.

Оценка меры переработки комплекса, содержащего подземные льды, термокарстовыми и термоэрозионными процессами в голоцене.

240. *Галева Э.И., Курчатова А.Н., Рогов В.В., Слагода Е.А.* Сравнительный анализ строения полигонально-жильных пластовых льдов // Материалы 5-й конф. геокриологов России. Москва, 14–17 июня 2016 г. Т. 2. М., 2016. С. 291–296, библи. 5.

Результаты исследований строения подземных льдов в Зап. и Вост. Сибири.

241. *Деревягин А.Ю., Чижов А.Б., Майер Х., Опель Т.* Сравнительный анализ изотопного состава повторно-жильных и текстурных льдов побережья моря Лаптевых // Криосфера Земли. 2016. Т. 20. № 2. С. 15–24, библи. 22.

Определены различия изотопного состава повторно-жильных и текстурных льдов за последние 50 тыс. лет и показано, что концентрация изотопов в обоих типах льдов сходным образом реагирует на крупные палеоклиматич. события.

242. *Кадебская О.И., Степанов Ю.И.* Характеристика наледей и криогенных минералов в пещерах Кутунского урочища (Башкортостан) // Геология, география и глобальная энергия. 2016. № 2. С. 30–39, библи. 2.

Определены геометрич. характеристики многолетних наледей, выявлены условия их формирования.

243. *Калюжный И.Л., Лавров С.А.* Влияние климатических изменений на глубину промерзания почв в бассейне р. Волга // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 2. С. 207–220, библи. 14.

На основе анализа многолетних данных 61 метеостанции сделан вывод об уменьшении глубины промерзания почвы во всех климатич. зонах бассейна по мере потепления климата.

244. *Кравцова В.И., Родионова Т.В.* Исследование динамики площади и количества термокарстовых озер в различных районах криолитозоны России по космическим снимкам // Криосфера Земли. 2016. Т. 20. № 1. С. 81–89, библи. 11.

По материалам 1970 – 2000-х годов показаны динамика выскользистых мёрзлых пород и преобладание факторов рельефа над факторами климата при изменении площади озёр, расположенных в этих породах.

245. *Лейбман М.О., Кизяков А.И.* Новый природный феномен в зоне вечной мерзлоты // Природа. 2016. № 2. С. 15–24, библи. 11.

Результаты исследований подземных льдов, обнажившихся в результате образования в 2013 г. гигантской воронки вблизи Бованенковского газоконденсатного месторождения.

246. *Лыткин В.М., Галанин А.А.* Каменные глетчеры хребта Сунтар-Хаята // Материалы 5-й конф. геокриологов России. Москва, 14–17 июня 2016 г. Т. 2. М., 2016. С. 201–204, библи. 9.

Отражены соврем. представления о каменных глетчерах региона.

247. *Лыткин В.М., Галанин А.А.* Каменные глетчеры хребта Сунта-Хаята // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 4. С. 511–524, библи. 19.

Выявлено 540 активных каменных глетчеров в основном на абс. высотах 1500–1900 м при расположении соврем. ледников на абс. высотах 1900–2400 м.

248. *Малахова В.В., Голубева Е.Н.* Оценка устойчивости состояния мерзлоты на шельфе Восточной Арктики при экстремальном сценарии потепления климата в XXI в. // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 1. С. 61–72, библи. 29.

На основе сценарных расчётов моделируется эволюция субаквальных мёрзлых пород в донных отложениях шельфа морей Вост. Арктики с 117 тыс. л.н. до 2100 г.

249. *Махинов А.Н.* В долине замороженной реки Селлиндэ // *Природа*. 2016. № 9. С. 32–41, библи. 7.

Описание состояния и режима огромной наледи на севере Хабаровского края.

250. *Мельников В.П.* Мерзлота Арктики: динамика, ресурсы, риски // *Науч.-техн. проблемы освоения Арктики*. Науч. сессия Общего собрания членов РАН. Москва, 16 декабря 2014 г. М.: РАН, 2014. С. 120–133, библи. 19.

На основе учения о геосистемах показана высокая чувствительность криолитозоны к изменению теплового поля и большая по сравнению с другими геол. объектами динамичность состояния.

251. *Мурзин Ю.А.* Подземные льды в бассейне реки Кимпиче // *Природа*. 2016. № 10. С. 60–67, библи. 7.

Результаты полевых наблюдений летом 2011 г. на притоке р. Бытангай в Якутии.

252. *Пижанкова Е.И.* Современные изменения климата высоких широт и их влияние на динамику берегов района пролива Дмитрия Лаптева // *Криосфера Земли*. 2016. Т. 20. № 1. С. 51–64, библи. 17.

Показано сокращение ледовитости Карского, Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского морей в 2000–2014 гг. и ускорение отступления льдистых берегов вост. сектора Российской Арктики.

253. *Стрелецкая И.Д.* Метан в подземных льдах и мерзлых отложениях – причина опасных геологических процессов в Арктике // *Перспективы развития инженерных изысканий в строительстве в Российской Федерации*. Материалы 12-й общерос. конф. изыскат. организаций. Москва, 7–9 декабря 2016 г. М., 2016. С. 283–288, библи. 10.

Охарактеризовано современное состояние проблемы.

254. *Тараканов А.И., Быкасов В.Е.* Стебельковый лед вулканогенных грунтов (на примере Камчатки) // *Инженерная геология*. 2015. № 5. С. 38–45, библи. 11.

Показано, что процессы образования и разрушения стебелькового льда ответственны за такие инженерно-геол. особенности вулканогенных грунтов, как их способность к сильному размоканию, большому пучению, течению при солифлюкции и повыш. дезинтеграции.

255. *Фотиев С.М.* Климатические и геокриологические условия формирования пластов ультрапресного льда на полуострове Ямал // *Криосфера Земли*. 2016. Т. 20. № 3. С. 51–62, библи. 34.

Обобщены результаты работ, характеризующих условия формирования мощных пластов ультрапресных льдов в толще морских засоленных отложений.

256. *Шаманова И.И.* Изучение текстуробразующих льдов при инженерных изысканиях в районах распространения многолетнемёрзлых грунтов // *Инженерная геология*. 2015. № 5. С. 6–11, библи. 5.

Рассмотрены приёмы изучения текстуробразующих льдов, показаны особенности основных типов криогенных структур.

257. *Шепелев А.Г., Старостин Е.В., Федоров А.Н., Максимов Т.Х.* Предварительный анализ запасов органического углерода и азота в породах ледового комплекса Центральной Якутии // *Наука и образование*. 2016. № 2. С. 35–42, библи. 7.

Обобщены данные по запасам органич. углерода и азота в разных районах Сев. полушария и, в частности, в Центр. Якутии.

258. *Шепелев В.В.* О преимуществах бассейнового подхода при изучении закономерностей распространения наледей // *Лёд и Снег*. 2016. Т. 56. № 3. С. 381–386, библи. 18.

Для конкретных речных бассейнов Якутии и территории республики в целом рассчитаны колич. показатели площадного распространения наледей и высотного распределения мест их формирования.

9. ЛЕДНИКИ И ЛЕДНИКОВЫЕ ПОКРОВЫ

259. *Ананичева М.Д., Карпачевский А.М.* Современное состояние ледников Чукотского и Колымского нагорий и прогноз эволюции ледниковых систем Чукотского нагорья // *Фундаментальная и прикладная климатология*. 2016. № 1. С. 64–83, библи. 8.

В результате анализа космич. снимков за 2012 г. определены площади и высоты границы питания ледников указ. нагорий.

260. *Ананичева М.Д., Михайлов А.Ю.* Современное состояние ледников Колымского нагорья и полуострова Тайгонос и оценка их эволюции в ближайшем будущем на фоне меняющегося климата // *Вопросы географии*. Сб. 142. География полярных регионов. М.: «Кодекс», 2016. С. 263–278, библи. 16.

На космич. снимках Landsat-7 за 2012 г. авторами обнаружены все 19 ледников, открытых Р.В. Седовым в 1980-е годы; их общая площадь сократилась на 60%, сделан прогноз их эволюции к 2030 г.

261. *Асоян Д.С., Рототаева О.В.* Девдоракский ледник, Казбек: к истории исследований природных катастроф в XIX и начале XXI в. // *Лёд и Снег*. 2016. Т. 56. № 2. С. 253–264, библи. 23.

Излагается история подвижек пульсирующего ледника.

262. *Баков Е.К., Мельникова А.П.* О состоянии ледников северного макросклона хребта Терской-Алатоо за последние 50 лет // *Изв. РГО*. 2016. Т. 148. № 5. С. 33–43, библи. 15.

Приводятся данные об изменении площади ледников хр. Терской-Алатоо на Тянь-Шане за последние десятилетия.

263. *Банцев Д.В., Ганюшкин Д.А., Екайкин А.А., Чистяков К.В.* Изотопно-геохимические исследования

- нивалльно-гляциальных систем горного массива Табын-Богдо-Ола (Западная Монголия) // *Лёд и Снег*. 2016. Т. 56. № 2. С. 169–176, библи. 15.
- По распределению тяжёлых изотопов выполнена оценка годовой аккумуляции осадков в нижней части области питания ледника Козлова, составившая около 300 мм.
264. *Баранов С.В., Асминг В.Э., Виноградов Ю.А., Воронин А.И., Снегов Д.В., Федоров А.В., Виноградов А.Н.* Новый комплекс сейсмоультразвукового мониторинга ледников в пос. Пирамида (Шпицберген): первые результаты // *Комплексные исследования природы Шпицбергена и прилегающего шельфа*. Вып. 13. Ростов-на-Дону, 2016. С. 38–43, библи. 11.
- Обсуждаются результаты трёхлетних экспериментов 2011–2014 гг.
265. *Бергер М.Г.* Катастрофическая пульсация ледника Колка и вопросы теории развития пульсирующих ледников. Кн. 1. Вопросы истории и методики изучения катастрофической пульсации ледника Колка. М.: Восход-А, 2016. 224 с., библи. 293.
- Рассмотрена история изучения катастрофич. пульсации ледника Колка, методика и критерии определения характера и причин этой катастрофы, новые результаты изучения подвижки ледника Колка, её возможные аналоги.
266. *Бергер М.Г.* Катастрофическая пульсация ледника Колка и вопросы теории развития пульсирующих ледников. Кн. 2. Природа катастрофической пульсации ледника Колка: факторы и механизмы. М.: Восход-А, 2016. 460 с., библи. 293.
- Рассмотрены некоторые принципиальные вопросы истории изучения катастрофич. пульсации ледника Колка, методика и критерии научного определения характера и причин Кармадонской катастрофы, новые результаты её изучения, получ. в последние годы.
267. *Бергер М.Г.* Катастрофическая пульсация ледника Колка и вопросы теории развития пульсирующих ледников. Кн. 3. Особенности развития ледника Колка и других пульсирующих горных ледников: теоретические и прикладные аспекты. М.: Восход-А, 2016. 360 с., библи. 202.
- Обсуждаются особенности развития геодинамич. системы ледника Колка.
268. *Большаинов Д.Ю., Соколов В.Т., Ежиков И.С., Булатов Р.КА., Рачкова А.Н., Федоров Г.Б., Парамзин А.С.* Условия питания и изменчивость ледников архипелага Северная Земля по результатам наблюдений 2014–2015 гг. // *Лёд и Снег*. 2016. Т. 56. № 3. С. 358–368, библи. 13.
- В результате прямых наблюдений обнаружен положит. баланс ледника Мушкетова в 2014–2015 гг., по космоснимкам исследована динамика катастрофич. наступания языка ледника зап. части купола Вавилова в 1952–2016 гг.
269. *Буданцева Н.А., Мавлюдов Б.Р., Чижова Ю.Н., Васильчук Ю.К.* Изотопно-кислородный состав льда ледника № 30 в горах Сунтар-Хаята // *Лёд и Снег*. 2016. Т. 56. № 1. С. 20–28, библи. 26.
- Изотопно-кислородные данные показывают незначит. участие зимнего и преимущественное – осенних и весенних снегопадов; не выявлено изменений условий питания и льдообразования за последние 500 лет.
270. *Бушуева И.С., Соломина О.Н., Володичева Н.А.* Колебания ледника Терскол, Северный Кавказ, Россия // *Криосфера Земли*. 2016. Т. 20. № 3. С. 95–104, библи. 38.
- Реконструированы 13 положений конца ледника за последние 300 лет.
271. *Галахов В.П., Мардасова Е.В., Шереметов Р.Т., Самойлова С.Ю.* Колебания ледника Родзевича (горный узел Белуха) // Тезисы докл. 11 Сибирского совещ. по климатологич. мониторингу. Томск, 21–23 сентября 2015 г. Томск, 2015. С. 20–21, библи. 3.
- Приводятся данные об изменении средней толщины ледника Родзевича с 1838 по 2008 г. на основе материалов топографич. съёмки ледника в 1960 и 1970 гг., расчётов баланса массы ледника, материалов наблюдений м/с Барнаула и материалам ледниковой экспедиции 1933 г.
272. *Галахов В.П., Черных Д.В., Золотов Д.В., Бирюков Р.Ю., Першин Д.К.* Оценка планового положения ледников Прителецкого района на основе депрессии фирновой линии (по исследованиям в бассейне р. Пижа) // *Изв. РГО*. 2016. Т. 148. № 4. С. 267–38, библи. 21.
- Построена карта поля высоты соврем. фирновой границы в Прителецком районе и в бассейне рек Башкаус и Чулышман и определена её депрессия 5 тыс. и 20 тыс. л.н.
273. *Ганюшкин Д.А., Отгонбаяр Д., Чистяков К.В., Кунаева Е.П., Волков И.В.* Современное оледенение хребта Цамбагарав (северо-западная Монголия) и его изменение с максимума малого ледникового периода // *Лёд и Снег*. 2016. Т. 56. № 4. С. 437–452, библи. 25.
- Обсуждаются причины сокращения площади оледенения хребта по данным за 1850, 1968, 2006 и 2015 гг.
274. *Ганюшкин Д.А., Чистяков К.В., Кунаева Е.П., Волков И.В., Банцев Д.В.* Современное оледенение хребта Чихачева (Юго-Восточный Алтай) и его динамика после максимума малого ледникового периода // *Лёд и Снег*. 2016. Т. 56. № 1. С. 29–42, библи. 23.
- Реконструирована по снимкам 1989, 2001 и 2011 гг. и полевым работам 2015 г. площадь оледенения в малый ледниковый период и наст. время.
275. *Гневашева А.В., Иванов Б.В.* Зависимость значений радиационных характеристик от количества и интенсивности загрязнения на примере снежно-ледниковых поверхностей архипелага Шпицберген // *Арктич. морское природопользование в XXI веке – соврем. баланс науч. традиций и инноваций (к 80-летию ММБИ КНЦ РАН)*. Тезисы докл. междунар. конф. Мурманск, 1–3 апреля 2015 г. Мурманск, 2015. С. 38–40.
- Сопоставление результатов измерений на Шпицбергене в апреле 2007 г. и в Гималаях в тот же год.

276. Голобокова А.П., Польшкин В.В., Онищук Н.А., Хуриганова О.И., Тихомиров А.Б., Терпугова С.А., Польшкин В.В., Турчинович Ю.С., Радионов В.Ф. Химический состав аэрозоля в приземном слое прибрежной зоны Восточной Антарктиды // *Лёд и Снег*. 2016. Т. 56. № 2. С. 177–188, библиографический список: 35.
- Рассмотрена изменчивость состава атмосферного аэрозоля в свежеснеженном снеге в образцах, отобр. в 2006–2015 гг. по маршруту от станции Новолазаревская до станции Мирный.
277. Дементьев М.С. Гидробиологические последствия и методика определения пылевого загрязнения нивально-гляциальных систем // *Криосфера Земли*. 2016. Т. 20. № 1. С. 26–29, библиографический список: 15.
- Предложена методика определения меры загрязнения нив.-гляц. систем по цвету приледниковых озёр на космоснимках 2000–2010 гг. в бассейне р. Бол. Зеленчук.
278. Докукин М.Д., Хаткутов А.В. Озера у ледника Малый Азау на Эльбурсе: динамика и прорывы // *Лёд и Снег*. 2016. Т. 56. № 4. С. 472–479, библиографический список: 9.
- Показана связь прорывов четырёх существующих ныне озёр с динамикой фронта ледника в 1957–2015 гг.
279. Енифанов В.П. Физическое моделирование режимов движения ледников // *Лёд и Снег*. 2016. Т. 56. № 3. С. 333–344, библиографический список: 18.
- Разработан акустико-механич. метод физич. моделирования движения ледников по ложу.
280. Ерисковская Л.А. Влияние крупномасштабной циркуляции на оледенение ледника Тыйыксу // Тезисы докл. 11 Сибирского совещ. по климатологич. мониторингу. Томск, 21–23 сентября 2015 г. Томск, 2015. С. 22–23, библиографический список: 4.
- Обобщение результатов круглогодичных стационарных наблюдений 1972–2014 гг.
281. Ефремов Ю.В. Ледниковая трагедия. О книге В.М. Котлякова, О.В. Рототаевой, Г.А. Носенко, Л.В. Десинова, Н.И. Осокина, Р.А. Чернова «Кармадонская катастрофа: что случилось и чего ждать дальше». М.: Издательский дом «Кодекс», 2014. 184 с. // *Лёд и Снег*. 2016. Т. 56. № 1. С. 128–130.
- Краткое изложение проблем, освещ. в монографии; отмечена важная роль РГО в развитии знаний о России.
282. Захаренко В.С., Шлыкова В.В. Контрастность в эволюции ледниковых покровов Восточной Гренландии и Западно-Антарктического шельфа // Арктич. морское природопользование в XXI веке – соврем. баланс науч. традиций и инноваций (к 80-летию ММБИ КНЦ РАН). Тезисы докл. междунар. конф. Мурманск, 1–3 апреля 2015 г. Мурманск, 2015. С. 76–77.
- Отмечена большая стабильность Гренландского ледника по сравнению с ледниками европейской окраины Северной Атлантики в плиоцен – четвертичное время.
283. Захаров В.Г. Динамика ледников Приатлантической Арктики и циркуляционные эпохи Северного полушария (конец XIX – начало XXI веков) // Арктич. морское природопользование в XXI веке – соврем. баланс науч. традиций и инноваций (к 80-летию ММБИ КНЦ РАН). Тезисы докл. междунар. конф. Мурманск, 1–3 апреля 2015 г. Мурманск, 2015. С. 77–79.
- Выявлено разнообразие причин, определяющих динамику ледников региона.
284. Захаров В.Г. Синхронность фаз активизации подвижек полярных и континентальных ледников при резонансе лунно-солнечных приливов и волны циклической деятельности 1988–1989 гг. // Комплексные исследования природы Шпицбергена и прилегающего шельфа. Вып. 13. Ростов-на-Дону, 2016. С. 149–153, библиографический список: 12.
- Зафиксировано учащение подвижек ледников Арктики, Антарктики, Южной Америки, Центральной Азии в 1980-е и начале 1990-х годов.
285. Ищук Н.Р. Происхождение плотин озера на северном склоне Зеравшанского хребта // *Геориск*. 2016. № 2. С. 44–55, библиографический список: 16.
- Доказывается ледниковое происхождение указ. озёр и отвергается их сейсмогравитац. генезис.
286. Керимов А.М., Корчагина Е.А. Температурный режим, осадки и снежность ледника Гарабаши (южный склон Эльбруса) за последние 60 лет // *Изв. Кабардино-Балкарского науч. центра*. 2015. № 1. С. 97–104, библиографический список: 7.
- Проанализированы метеопараметры, влияющие на снежность ледника Гарабаши, и их изменения за последние 60 лет; установлена статистич. связь компонентов баланса снега с метеопараметрами на ГМС Терскол.
287. Коломейцев А.А., Мардасова Е.В., Рудыка Р.А., Шереметов Р.Т. Экспертная оценка потери вещества ледником Томич (Западно-Катунский центр оледенения, Алтай) за период с 2010 по 2016 годы // *Изв. Алтайского отделения РГО*. 2016. № 3 (42). С. 45–51, библиографический список: 11.
- Дана оценка изменений высоты поверхности правого кара ледника Томич в конце июня 2016 г.
288. Коновалов В.Г., Пиманкина И.В. Пространственно-временное изменение составляющих водного баланса на северном склоне Заилийского Алатау // *Лёд и Снег*. 2016. Т. 56. № 4. С. 453–471, библиографический список: 26.
- Оценка вклада ледникового стока в общий объём стока на замыкающих створах вытекающих из ледников рек за период 1976–2005 гг.
289. Коновалов В.Г., Рудаков В.А. Дистанционное определение резервного объёма прорывоопасных высокогорных озёр // *Лёд и Снег*. 2016. Т. 56. № 2. С. 235–245, библиографический список: 33.
- Предложена методика предсказания прорывов приледниковых озёр.
290. Корнева И.А., Рыбак О.О. Моделирование баланса массы Антарктического ледникового щита для

- целей мониторинга и прогноза // Системы контроля окружающей среды. 2016. № 5. С. 72–77, библи. 16.
- Представлен масс-балансовый блок модели Антарктич. ледникового щита на основе исходных данных климатич. модели INMCM, рассмотрены особенности расчёта поверхностного баланса массы Антарктиды, включая сублимацию и метелевый перенос снега.
291. *Котляков В.М., Кренёв В.А.* Кто открыл озеро Восток? // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 3. С. 427–432, библи. 12.
- Показано, что авторами открытия крупнейшего в Антарктиде подледникового озера в 1950–60-е годы следует считать Р.Б. Робинсона, И.А. Зотикова и А.П. Капицу.
292. *Котляков В.М., Мачерет Ю.Я.* 50 лет геофизических исследований ледников в Институте географии АН СССР/РАН (1966–2016) // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 4. С. 561–574.
- Показаны основные результаты, получ. группой специалистов по изучению толщины и строения ледников с применением геофиз. методов.
293. *Котляков В.М., Хромова Т.Е., Носенко Г.А., Попова В.В., Чернова Л.П., Муравьев А.Я., Ротомая О.В., Никитин С.А., Зверкова Н.М.* Современные изменения ледников горных районов России. М.: КМК, 2015. 288 с., библи. с. 260–287.
- Рассматриваются все районы горного оледенения на территории России, история исследования ледников, их современ. состояние и изменения с середины XX в. до начала второго десятилетия текущего столетия.
294. *Ларина Т.А., Панов В.Д., Базелюк А.А., Лурье П.М.* «Река Терек: Гидрография и режим стока». Ростов-на-Дону: Донской издат. дом, 2015. 606 с. // Метеорология и гидрология. 2016. № 7. С. 99–100.
- Оценка книги, в которой показана роль кавказских ледников в динамике стока реки в 1963–2012 гг.
295. *Лозовой С.П.* Инверсионное отступление ледника // Вестн. Краснодарского регионального отделения РГО. 2015. № 8. С. 116–119, библи. 8.
- Описание особенностей современ. питания и таяния Малого Фиштинского ледника в самой зап. части Зап. Кавказа.
296. *Мавлюдов Б.Р.* Ледниковый купол Беллинсгаузен, Антарктика // Вопросы географии. Сб. 142. География полярных регионов. М.: «Кодекс», 2016. С. 629–648, библи. 21.
- На основе полевых исследований на ледниковом куполе Беллинсгаузен в 2007–2016 гг. показано, что с 2009 г. баланс массы стал положительным впервые после 1968 г.
297. *Мавлюдов Б.Р.* О внутренних дренажных системах ледников и ледниковых щитов // Пещеры. 2016. № 39. С. 34–48, библи. 37.
- Обосновывается гипотеза формирования систем внутр. дренажа по плоскостям скольжения внутри ледникового льда.
298. *Мавлюдов Б.Р.* Особенности дренажа ледников и ледниковых щитов // Комплексные исследования природы Шпицбергена и прилегающего шельфа. Вып. 13. Ростов-на-Дону, 2016. С. 232–239, библи. 21.
- Предложена концепция активного использования водой плоскостей скольжения внутри ледников для формирования каналов внутр. дренажа практически любой протяжённости.
299. *Мавлюдов Б.Р., Ананичева М.Д.* Ледники северного массива гор Сунтар-Хаята: современное состояние и динамика с конца 1950-х годов // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 3. С. 345–357, библи. 18.
- По результатам обработки космич. снимков 2011 г. и материалов полевого сезона 2013 г. установлено, что ледники достаточно быстро деградируют – уменьшается их площадь и толщина.
300. *Мавлюдов Б.Р., Осокин Н.И., Веркулич С.Р.* Международная экспедиция МАГАТЭ на эталонном участке – ледник Альдегонда на архипелаге Шпицберген // Российские полярные исследования. 2016. № 1 (23). С. 15–16.
- Описание работ, провед. 20–31 июля 2015 г. в рамках проекта МАГАТЭ, включавших снегосъёмки.
301. *Маневич Т.М., Самойленко С.Б.* Колебания ледников Авачинской группы вулканов (Камчатка) в позднем голоцене // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 3. С. 399–412, библи. 20.
- Обнаружена субсинхронность колебаний ледников на всех вулканич. постройках с наступаниями 2000 л.н., в XVII–XIX в. и середине XX в.
302. *Марков А.Н., Dahl-Jensen D., Котляков В.М., Голубев В.Н., Леонов М.Г., Лукин В.В.* Динамика покровных ледников Антарктиды и Гренландии по результатам скважинных, радиолокационных и космических наблюдений // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 3. С. 309–332, библи. 47.
- На основе новых данных и их анализа рассматриваются некоторые аспекты структуры и кинематики покровных ледников и предлагается обновлённая модель их общей геодинамики.
303. *Морозова П.А., Рыбак О.О.* Использование данных регионального климатического моделирования для расчета баланса массы горных ледников // Системы контроля окруж. среды. 2016. № 5. С. 84–89, библи. 8.
- Представлен метод оценки баланса горного ледника по результатам динамич. даунскейлинга модели общей циркуляции атмосферы и океана INMCM4 с региональной моделью HadRM3P для Черноморско-Каспийского региона для современ. климата (1971–2000 гг.) и климата конца XXI в. (2071–2100 гг., сценарий RCP 8.5).
304. *Муравьев А.Я., Муравьев Я.Д.* Колебания ледников Ключевской группы вулканов во второй половине XX – начале XXI вв. // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 4. С. 480–492, библи. 19.
- Прослежена динамика фронтов 28 составляющих этот комплекс ледников и неоднозначное воздействие на динамику неоднократных извержений в этой группе вулканов в 1949–2015 гг.
305. *Назаров А.Н., Мыглан В.С., Орлова Л.А., Овчинников И.Ю.* Активность ледника Малый Актру

- (Центральный Алтай) и изменения границы леса за исторический период // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 1. С. 103–118, библиограф. 39.
- Прослеживается динамика ледника с VIII по XXI в. и рост леса в приледниковье, показан рядовой характер современ. потепления.
306. *Носенко Г.А., Лаврентьев И.И., Глазовский А.Ф., Касаткин Н.Е., Кокарев А.Л.* Политермическая структура ледника Центральный Туяксу // Криосфера Земли. 2016. Т. 20. С. 105–115, библиограф. 23.
- На основе получ. в 2013 г. наземного радиозондирования и DGPS-съёмки построены карты толщины ледника, рельефа его поверхности и ложа; установлено, что тёплый влагосодержащий лёд занимает 40% общего объёма ледника и располагается в области аккумуляции.
307. *Онищенко В.В., Дега Н.С., Тохчуков Ш.Ю.* Геоэкологические особенности трансформации современного оледенения Карачаево-Черкессии // Изв. Дагестанского гос. ун-та. Естеств. и точные науки. 2016. № 1. С. 97–103, библиограф. 10.
- Приводится краткая характеристика современ. оледенения по бассейнам рек и основные показатели климата, влияющие на динамику наиболее типичных ледников Карачаево-Черкессии.
308. *Осипова О.П., Осипов Э.Ю.* Атмосферные циркуляционные механизмы и их связь с процессами таяния ледников Байкальского хребта // География и прир. ресурсы. 2016. № 5. С. 15–19, библиограф. 16.
- На основе анализа данных Иркутского центра по гидрометеорологии окруж. среды за июнь–август 2001–2013 гг. выделены три группы летних сезонов с высокой, низкой и умеренной абляцией и доминирующие направления движения воздушных масс.
309. *Панов В.Д., Базелюк А.А., Лурье П.М.* Река Терек: гидрография и режим стока. Ростов-на-Дону: Донской издат. дом, 2015. 606 с., библиограф. с. 570–595. Монографич. описание реки, в котором в числе прочего показана роль ледников в динамике стока за 1963–2012 гг.
310. *Панов В.Д., Ильичёв Ю.Г., Лурье П.М.* Современная деградация оледенения северного склона Большого Кавказа // Вестн. Краснодарского регионального отделения РГО. 2015. № 8. С. 126–132, библиограф. 4.
- Показаны изменения интенсивности сокращения площади оледенения с 1895 по 2013 г., связ. с изменениями интенсивности потепления климата.
311. *Погорелов А.В., Бойко Е.С., Петраков Д.А., Киселев Е.Н.* Динамика ледника Фишт (Западный Кавказ) за 1909–2015 гг. // Геогр. исследования Краснодарского края. Вып. 10. Краснодар, 2016. С. 245–252, библиограф. 9.
- Сравнение результатов воздушного лазерного сканирования 24 сентября 2015 г. и аэрофотосъёмки 2010 г. и результатов стереофотосъёмки с помощью сверхлёгкого беспилотника.
312. *Погорелов А.В., Головань К.Р., Бойко Е.С.* Изменения ледника Фишт (Западный Кавказ) за период наблюдений // Геогр. исследования Краснодарского края. Вып. 9. Краснодар, 2015. С. 8–20, библиограф. 29.
- Характеристика размеров ледника и их изменений с 1900 по 2010 г.
313. *Попов С.В., Лунев П.И.* Результаты современных отечественных наземных радиолокационных исследований во внутренних районах Восточной Антарктиды // Проблемы Арктики и Антарктики. 2016. № 1 (107). С. 19–27, библиограф. 27.
- Обобщение результатов исследований вдоль трасс санно-гусеничных походов «Мирный – Восток» и «Прогресс – Восток».
314. *Попов С.В., Межонов С.В., Поляков С.П., Мартыанов В.Л., Лукин В.В.* Гляциогеофизические инженерные изыскания для подготовки лётного поля в районе российской станции «Мирный» (Восточная Антарктида) // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 3. С. 413–426, библиограф. 19.
- Результаты изысканий в трёх летних полевых сезонах 2013–2016 гг.
315. *Попов С.В., Поляков С.П.* Георадарное лоцирование трещин в районе российских антарктических станций Прогресс и Мирный (Восточная Антарктида) в сезон 2014/15 года // Криосфера Земли. 2016. Т. 20. № 1. С. 90–98, библиограф. 9.
- Установлена перспективность применения лоцирования на частотах 270, 400 и 900 МГц для решения прикладных задач.
316. *Попов С.В., Поляков С.П., Межонов С.В., Мартыанов В.Л., Лукин В.В.* Опыт применения георадарного профилирования с целью выбора места для строительства посадочной площадки для самолётов на лыжном шасси на станции Мирный (Восточная Антарктида) // Российские полярные исследования. 2016. № 2 (24). С. 16–18.
- Предложена методика выявления опасных широких трещин на леднике; по результатам работ 2013–2016 гг. выделен безопасный участок для посадочной площадки, на которую 10 февраля 2016 г. приземлился первый самолёт.
317. *Рыбак О.О.* Материковые ледниковые щиты // Математич. моделирование земной системы. М., 2016. С. 213–238, библиограф. 67.
- Разработан метод объединения моделей климата и ледниковых щитов.
318. *Рыбак О.О., Володин Е.М., Невечеря А.П., Морозова П.А., Каминская М.М.* Расчёт расхода массы Гренландского ледникового щита в модели земной системы // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 3. С. 293–308, библиограф. 26.
- Рассмотрена методика подключения модели динамики щита к климатич. модели Института вычислит. математики РАН в рамках проекта по созданию эффективной модели земной системы.
319. *Саватюгин Л.М.* Ледник Лактионова // Проблемы Арктики и Антарктики. 2016. № 2 (108). С. 113–117, библиограф. 6.

Жизн. путь (1899–1965) известного полярного исследователя А.Ф. Лактионова, именем которого в 1930 г. был назван ледник на о. Северный архипелага Новой Земли.

320. *Сосновский А.В., Мачерет Ю.Я., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И.* Гидротермическая структура политермического ледника на Шпицбергене по данным измерений и численного моделирования // *Лёд и Снег*. 2016. Т. 56. № 2. С. 149–160, библиограф. 13.

Выявлена значит. подверженность гидротермич. режима ледников Шпицбергена влиянию климатич. изменений.

321. *Торопов П.А., Михаленко В.Н., Кутузов С.С., Морозова П.А., Шестакова А.А.* Температурный и радиационный режим ледников на склонах Эльбруса в период абляции за последние 65 лет // *Лёд и Снег*. 2016. Т. 56. № 1. С. 5–19, библиограф. 25.

Сделан вывод о невозможности объяснить стремит. сокращение ледника Гарабаши в 1948–2013 гг. из-за роста в этот период температуры воздуха; предполагается, что это произошло вследствие увеличения в этот период радиац. баланса на Эльбрусе.

322. *Федоров А.В., Асминг В.Э., Ганнибал А.Е.* Вариации сейсмических проявлений деструкции ледников южной части о. Западный Шпицберген, их взаимосвязь с метеорологическими параметрами // *Комплексные исследования природы Шпицбергена и прилегающего шельфа*. Вып. 13. Ростов-на-Дону, 2016. С. 374–379, библиограф. 19.

В результате обработки данных сейсмич. станции Хорнсунн 2010–2015 гг. обнаружена активизация ледников не только летом, но и зимой (предположительно импульсные подвижки).

323. *Четвериков Ю.О., Аруев Н.Н., Булат С.А., Ежов В.Ф., Липенков В.Я., Соловей В.А., Тюкальцев Р.В., Федичкин И.Л.* Технология неразрушающего отбора легких газов из льда на примере исследования кернов скважины над озером Восток // *Журнал техн. физики*. 2016. Т. 86. № 7. С. 130–135, библиограф. 9.

В результате применения новой усовершенств. методики в 58-й и 59-й РАЭ в кернах из скважины на станции Восток выявлено содержание гелия и водорода, значительно превышающее атмосферные значения.

324. *Чижова Ю.Н., Рец Е.П., Васильчук Ю.К., Токарев И.В., Буданцева Н.А., Киреева М.Б.* Два подхода к расчёту расчленения гидрографа стока реки с ледниковым питанием с помощью изотопных методов // *Лёд и Снег*. 2016. Т. 56. № 2. С. 161–168, библиограф. 13.

По результатам полевых измерений 2013 и 2014 гг. показана возможность вычленив составяющие весеннего и зимнего стока, таяния на леднике и неледниковой части в общем стоке р. Джанкуат.

325. *Эйрих С.С., Эйхлер А., Тоблер Л., Швиковски-Гигар М.* Отражение истории горной и металлургической промышленности Алтая 18–19 веков в ледовом керне высокогорного ледника горы Белу-

ха // *Изв. Алтайского отделения РГО*. 2016. № 4 (43). С. 68–80, библиограф. 21.

Показано, что наряду с пролонгир. эмиссией металлов кратковрем. события также находят отражение в ледовом керне.

10. ПАЛЕОГЛЯЦИОЛОГИЯ

326. *Амосов М.И.* Природные зоны равнин Евразии во время максимума последнего оледенения // *Изв. РГО*. 2016. Т. 148. № 4. С. 13–27, библиограф. 40.

Представлены карты прир. зональности земного шара в наст. время и 23–19 тыс. л.н. с отображением границ ледников.

327. *Баранская А.В.* Четвертичные отложения северной части Ямала и Гыдана и их криолитологические особенности // *Материалы 5-й конф. геокриологов России*. Москва, 14–17 июня 2016 г. Т. 2. М., 2016. С. 153–159, библиограф. 2.

Изучено шесть ключевых разрезов, содержащих пластовые льды.

328. *Борзенкова И.И.* История оледенения Арктического бассейна: взгляд из прошлого для оценки возможных изменений в будущем // *Лёд и Снег*. 2016. Т. 56. № 2. С. 221–234, библиограф. 66.

Рассматриваются особенности истории образования морского оледенения Арктики за последние 65 млн лет.

329. *Вакуленко Н.В., Котляков В.М., Парренин Ф., Сонечкин Д.М.* Исследование разномасштабных взаимосвязей между изменениями приземной температуры и концентрации CO₂ в атмосфере // *Лёд и Снег*. 2016. Т. 56. № 4. С. 533–544, библиограф. 15.

Сопоставляются многомасштабные изменения средней глобальной приземной температуры воздуха и концентрации CO₂ в атмосфере по данным антарктич. ледниковых кернов.

330. *Вакуленко Н.В., Котляков В.М., Сонечкин Д.М.* О соотношениях лидирования – запаздывания между атмосферными трендами температуры и концентрации углекислого газа в период плейстоцена // *ДАН*. 2016. Т. 467. № 6. С. 709–712, библиограф. 10.

На основе анализа антарктич. ледниковых кернов показано, что во временных масштабах десятков и сотен тысяч лет динамич. режим атмосферы, а не её химич. состав определяют климат.

331. *Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Васильчук А.К., Маслаков А.А.* Возраст и палеогеоэкологические условия формирования голоценовых подземных льдов Восточной Чукотки // *Материалы 5-й конф. геокриологов России*. Москва, 14–17 июня 2016 г. Т. 2. М., 2016. С. 270–277, библиограф. 15.

Установлено несуществ. изменение δ¹⁸O повторно-жильных льдов, что свидетельствует о незначит. изменчивости климатич. зимних условий в поздне голоцене.

332. *Васильчук Ю.К., Макеев В.М., Маслаков А.А., Буданцева Н.А.* Палеоэкологические условия формирования позднеплейстоценовых и голоценовых

- повторно-жильных льдов острова Котельный // *Материалы 5-й конф. геокриологов России. Москва, 14–17 июня 2016 г. Т. 2. М., 2016. С. 284–291, библи. 15.*
- Отмечено существование изменения состава повторно-жильных льдов в позднем плейстоцене и незначительное – в голоцене.
333. *Васильчук Ю.К., Подборный Е.Е., Буданцева Н.А., Васильчук А.К., Суллина А.Н., Чиждова Ю.Н.* Вариации $\delta^{18}\text{O}$ и δD в голоценовых пластовых льдах в устье реки Сабетга-Яха, Северный Урал // *ДАН. 2016. Т. 470. № 5. С. 585–591, библи. 13.*
- Исследованы условия формирования пластовых ледяных залежей в районе Южного Тамбейского газоконденсатного месторождения на севере Ямала.
334. *Зыкин В.С., Зыкина В.С., Сенников Н.В., Мистрюков А.А.* О скоплениях глыбового материала в долинах рек Чуя, Катунь и распространении последнего позднплейстоценового оледенения на горном Алтае // *ДАН. 2016. Т. 470. № 3. С. 311–314, библи. 13.*
- По результатам полевых исследований 2010–2012 гг. установлен сартанский возраст ледниковых отложений в долине р. Катунь напротив устья р. Иня.
335. *Зыкин В.С., Зыкина В.С., Смолянинова Л.Г.* Новые данные о наиболее древнем раннечетвертичном оледенении на Горном Алтае // *ДАН. 2016. Т. 466. № 3. С. 315–318, библи. 15.*
- По результатам полевых исследований башкауской свиты в Чуйской впадине в 2011–2012 гг. показано, что в результате глобального похолодания в начале четвертичного периода на южном склоне Курайского хребта возникло оледенение, превосходящее современное.
336. *Иванов М.Н.* Эволюция оледенения Полярного Урала в позднем голоцене. М., 2013. 200 с., библи. 265.
- Приведена подробная характеристика оледенения района, изложена история его изучения и обобщены имеющиеся сведения о существующих ныне ледниках.
337. *Казанчиев И.В.* Плейстоценовое гляциальное и перигляциальное рельефообразование на северном и южном макросклонах Большого Кавказа в пределах Кабардино-Балкарии и Абхазии // *Перспектива-2016: Материалы Междунар. науч. конф. студентов, аспирантов и молодых ученых. Нальчик, 2016. Т. 3. Нальчик, 2016. С. 315–318, библи. 5.*
- Рассмотрено древнее оледенение и рельефообразование в долинах Хазнидона, Чхалты, Кодора.
338. *Конищев В.Н., Рогов В.В.* Роль криогенеза в формировании отложений ледового комплекса // *Материалы 5-й конф. геокриологов России. Москва, 14–17 июня 2016 г. Т. 2. М., 2016. С. 302–308, библи. 33.*
- Рассмотрен состав отложений ледового комплекса каргинско-сартанского возраста на приморских низменностях Северной Якутии.
339. *Котляков В.М.* Рецензия на книгу Н.А. Шполянской «Плейстоцен–голоценовая история развития криолитозоны Российской Арктики “глазами” подземных льдов» // *Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 2. С. 265–266.*
- Монография охарактеризована как значит. вклад в палеогеографич. литературу XXI в.
340. *Лыткин В.М.* Динамика ледников и каменных глетчеров хребта Сунтар-Хаята в позднем голоцене: Автореф. канд. дис. Якутск, Ин-т мерзлотоведения СО РАН. 2016. 23 с., библи. 20.
- Представлены результаты картографирования, анализ пространств. и гипсометрич. распределения, сокращения площади каменных глетчеров за последние 60 лет.
341. *Полещук К.В., Веркулич С.Р., Ёжиков И.С., Пушина З.В.* Последледниковые изменения относительно уровня моря на полуострове Файлдс, остров Кинг Джордж (Западная Антарктика) // *Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 1. С. 93–102, библи. 13.*
- Показано, что быстрый подъём относит. уровня моря с начала голоцена замедлился около 8 тыс. л.н. и достиг максимума около 7 тыс. л.н.
342. *Талденкова Е.Е., Николаев С.Д., Степанова А.Ю., Гусев Е.А., Рекант П.В., Кузнецов А.Б., Чистякова Н.О., Миролюбова Е.С., Новихина Е.С.* Стратиграфия и палеогеография Амеразийского бассейна Арктики в неоплейстоцене по литологическим и палеонтологическим данным // *Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2016. № 6. С. 3–17, библи. 43.*
- По результатам анализа буровой колонки на вост. склоне хр. Менделеева охарактеризована динамика оледенения за последние 850 тыс. лет.
343. *Тимирева С.Н., Сарана В.А., Кононов Ю.М.* Оледенение долины р. Имангды (западная часть плато Путорана) в позднем плейстоцене и голоцене // *Геоморфология. 2016. № 1. С. 82–87, библи. 13.*
- Рассмотрена динамика четырёх активизаций оледенения: 25–17, 15–13, 11,5–10,4 тыс. л.н. и 300 л.н.
344. *Шамин И.А., Шарин В.В., Максимов Ф.Е., Петров А.Ю.* К вопросу о плейстоценовом ледниково-морском осадконакоплении на архипелаге Шпицберген // *Комплексные исследования природы Шпицбергена и прилегающего шельфа. Вып. 13. Ростов-на-Дону, 2016. С. 387–394, библи. 6.*
- Зафиксирована активизация ледников Шпицбергена 39–28 тыс. л.н.
345. *Шполянская Н.А.* Плейстоцен–голоценовая история развития криолитозоны Российской Арктики «глазами» подземных льдов. М., Ижевск, 2015. 344 с., библи. с. 310–343.
- Монография повествует об истории развития и генезисе многолетнемерзлых пород на обширных пространствах Евразийского материка, в морях и на архипелагах Северного Ледовитого океана.

ИМЕННОЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Абшаев А.М.** 56, 57, 60, 66, 70
Абшаев М.Т. 55–59, 66
Агафонова С.А. 189–192, 228
Аджиев А.Х. 60, 70, 115
Айбулатов Д.Н. 193, 231
Алабян А.М. 194
Алексеев В.Р. 232–234
Алексеев Г.В. 118, 119
Алексеева Н.К. 227
Алехина И.А. 1
Амосов М.И. 326
Ананичева М.Д. 259, 260, 299
Андреев М.Н. 16
Андреев О.М. 120, 133
Анциферова А.Р. 72
Аруев Н.Н. 323
Асминг В.Э. 264, 322
Асмус В.В. 121
Асоян Д.С. 261
Афанасьев В.В. 235
Ашик И.М. 149
Бабий М.В. 127–129
Базелюк А.А. 294, 309
Байдин А.В. 156
Баков Е.К. 262
Балдаков Н.А. 109
Балыкин С.Н. 73
Банцев Д.В. 263, 274
Банщиков А.А. 195–197
Банщикова Л.С. 195–197
Баранов С.В. 264
Баранская А.В. 327
Бареева М.В. 56, 66
Баренблатт Г.И. 47
Басин А.А. 132
Беднорц Е.Т. 74
Бейтуганов М.Н. 61
Белогубов А.А. 141
Белозерцева И.А. 122
Бергер М.Г. 265–267
Бердников С.В. 155, 181
Бережная Т.В. 2
Беркович К.М. 194
Бирюков Р.Ю. 272
Богданов Е.В. 70
Богданов С.Р. 80, 198, 203
Боголюбов Д.П. 178
Богородский П.В. 125
Боев А.Г. 162
Бойко Е.С. 311, 312
Бойцов В.Д. 123
Болтунов А.Н. 135
Большаянов Д.Ю. 3, 227, 268
Борзенкова И.И. 328
Бородачев В.Е. 124
Бородачев И.В. 124
Бородкин В.А. 125
Боярский Д.А. 175
Буданцева Н.А. 76, 236, 238, 269, 324, 331–333
Бузин И.В. 126, 150
Букатов А.А. 127–129
Букатов А.Е. 127–130
Булат С.А. 323
Булатов Р.К. 268
Бутвиловский В.В. 5
Бухаров М.В. 131
Бухаров О.Е. 178
Бушуева И.С. 270
Быкасов В.Е. 254
Быков Н.И. 112, 113
Бычков А.А. 67
Бычкова И.А. 172
Вакуленко Н.В. 329, 330
Вакульская Н.М. 166
Василенко А.Н. 189–192
Василенко Ю.П. 132
Василенков С.В. 75
Василенкова В.Ф. 75
Васильчук А.К. 236–238, 331, 333
Васильчук Ю.К. 76, 236–238, 269, 324, 331–333
Ватишвили М.Р. 62
Веремеева А.А. 239
Веремей Н.Е. 70
Веркулич С.Р. 300, 341
Ветров А.Л. 64
Ветров В.А. 77
Виноградов А.Н. 264
Виноградов Р.А. 120, 133
Виноградов Ю.А. 264
Власова Н.В. 79, 122
Волков А.Е. 176
Волков В.А. 134, 138
Волков И.В. 273, 274
Волков С.Ю. 198
Володин Е.М. 9, 318
Володичева Н.А. 270
Волчек А.А. 78
Воробьев С.Н. 76
Воробьева И.Б. 122
Воробьева И.В. 79
Воронин А.И. 264
Гавриленко Г.Г. 80, 198, 203, 221
Гаврилов Ю.Г. 135
Гагаринова Н.В. 79
Галанин А.А. 246, 247
Галахов В.П. 81, 82, 271, 272
Галева Э.И. 240
Галин В.Я. 9
Ганнибал А.Е. 322
Ганюшкин Д.А. 263, 273, 274
Гараба И.А. 68
Геккиева Ж.М. 60
Генсировский Ю.В. 88
Гилев М.Л. 5
Гилева О.В. 5
Глазовский А.Ф. 306, 320
Глок Н.И. 119
Глушкова Н.В. 239
Гневашева А.В. 275
Говоркова В.А. 156
Голобокова А.П. 276
Головань К.Р. 312
Голубев А.Д. 2
Голубев В.Н. 83, 302
Голубева Е.Н. 248
Гончаров Р.А. 54
Горбаренко С.А. 132
Горбач С.Б. 141
Горин С.Л. 199
Горячкин С.В. 19, 20
Гребенников П.Б. 178
Грицкевич В.С. 84
Грицун А.С. 9
Грищенко И.В. 200
Громов И.В. 136
Гузенок Р.Б. 164
Гузиватый В.В. 207, 218
Гусев А.В. 9, 188
Гусев Е.А. 342
Гьетлен Х. 174
Данилов А.И. 137
Двоеглазов С.М. 67
Дега Н.С. 307
Дементьев М.С. 277
Демешкин А.С. 120
Демиденко Н.А. 201
Демчев Д.М. 134, 138
Деревягин А.Ю. 241
Державин В.Л. 12
Джанелидзе И.С. 62
Дженюк С.Л. 155
Дианский Н.А. 9, 154
Дивин Д. 106
Диневиц Л.А. 63
Добровольский С.Г. 205
Довгалюк Ю.А. 70
Докукин М.Д. 278
Драбенко Д.В. 133, 168
Дубина В.А. 166
Думанская И.О. 40, 41, 139, 140
Дымент Л.Н. 151
Дымников В.П. 9
Дьяков Н.Н. 141
Дюкарев Е.А. 90
Дюкарев Ю.А. 98
Ежов В.Ф. 323
Екайкина А.А. 263
Емельянов В.Н. 67
Епифанов В.П. 48, 49, 279
Ерисковская Л.А. 280
Ефимов Я.О. 126, 164
Ефремов В.С. 225
Ефремов Ю.В. 281
Ефремова Т.В. 80, 198, 202, 203, 219–221
Ёжиков И.С. 268, 341
Жданов В.В. 114
Житина Л.С. 158
Жичкин А.П. 142, 143, 155
Жук В.А. 85
Завьялов Д.Д. 130
Зайцев А.И. 176, 177
Залиханов М.Ч. 115
Захаренко А.А. 223
Захаренко В.С. 282
Захаров В.Г. 144, 152, 283, 284
Захарова Е.А. 214
Зверкова Н.М. 293
Здоровеннов Р.Э. 80, 198, 203, 220, 221
Здоровеннова Г.Э. 80, 198, 203, 220, 221
Зиновьев А.Т. 204
Золотов Д.В. 272
Золотокрылин А.Н. 26
Зорин В.А. 57
Зыкин В.С. 334, 335
Зыкина В.С. 334, 335
Ибраев Р.А. 9, 136
Иванов Б.В. 106, 174, 275
Иванов В.В. 145
Иванов М.Н. 336
Иванов Ю.П. 5
Иванова Г.Ф. 86
Изаксен К. 174
Ильина Е.Г. 94
Ильичёв Ю.Г. 310
Ильясов А.К. 194
Исаева А.С. 87
Истомина М.Н. 205
Исупова М.В. 206
Ишук Н.Р. 285
Кадебская О.И. 242
Казаков Н.А. 88
Казаков Э.Э. 138
Казакова Е.Н. 88, 89, 95, 116
Казанчеев И.В. 337
Калинин М.К. 13
Калинин Н.А. 64
Калмыков В.В. 9
Калюжный И.Л. 243
Камалов Б.А. 65, 66
Каминская М.М. 318
Каретников С.Г. 207, 218
Карклин В.П. 145, 146
Кароль И.Л. 14
Карпачевский А.М. 259
Касаткин Н.Е. 306
Касимов Н.С. 19, 20
Католиков В.М. 208
Католикова Н.И. 208
Катцов В.М. 156
Кауркин М.Н. 136
Кашкевич М.П. 209
Керимов А.М. 286
Кизяков А.И. 245
Ким В.И. 210, 217
Ким Н.С. 67, 71
Киреева М.Б. 324
Кирпотин С.Н. 76
Киселев А.А. 14
Киселев Д.В. 15
Киселев Е.Н. 311
Клаваев А.Б. 208
Кленов Е.М. 211
Клоков А.В. 90, 98
Ковалев О.В. 16
Ковалев С.М. 147

- Коваль М.В. 199
 Козлов Д.В. 211–213
 Кокарев А.Л. 306
 Коломейцев А.А. 287
 Коломыц Э.Г. 91
 Колосков В.П. 67
 Колосов В.А. 19, 20
 Комарова Н.Ю. 175
 Кондратьев А.Д. 92
 Кондратьева Н.В. 115
 Конищев В.Н. 338
 Коновалов В.Г. 288, 289
 Кононов И.А. 96
 Кононов Ю.М. 343
 Кононова Н.К. 152
 Контаржи И.Г. 167
 Конторович И.И. 53
 Копалиани Э.Д. 208
 Коржиков А.А. 134
 Корнева И.А. 290
 Корнеев В.П. 67
 Корнишин К.А. 126, 164
 Королева Т.В. 92
 Коромыслов А.Ю. 136
 Коротков А.И. 148
 Корчагина Е.А. 286
 Косицкий А.Г. 193
 Кострыкин С.В. 9
 Костюк Д.А. 78
 Костяной А.Г. 214
 Котляков В.М. 17–21, 291–293, 302, 329, 330, 339
 Кошелев К.Б. 204
 Кравцова В.И. 244
 Краснова Е.Д. 230
 Кратиров Д.В. 57
 Кренёв В.А. 291
 Кречетов П.Т. 92
 Крицков И.В. 76
 Кровотынцев В.А. 121
 Крупина Н.А. 36, 153
 Крыленко И.В. 225
 Крыленко И.Н. 228
 Кубышкин Н.В. 168
 Кудиков А.В. 49
 Кудишин А.В. 93, 109
 Кузнецов А.Б. 342
 Кузовкин В.В. 77
 Кулаков М.Ю. 149, 172
 Кулеш К.М. 87
 Кулешов С.Л. 213
 Кулиев З.Г. 69
 Кулыгин В.В. 155
 Кулямин Д.В. 9
 Кумпан С.В. 155
 Кунаева Е.П. 273, 274
 Кураев А.В. 207, 214
 Курочкин Ю.Н. 106
 Курчатова А.Н. 240
 Кутузов С.С. 22, 321
Лабузова О.М. 94
 Лаврентьев И.И. 150, 306, 320
 Лавров С.А. 243
 Лазарок А.Ю. 54
 Ларина Т.А. 294
 Лебедева Л.С. 225
 Левашов Г.М. 223
 Левицкая Н.Г. 86
 Лейбман М.О. 245
 Леонов М.Г. 302
 Ликарь Э.-Л.Д. 107
 Липенков В.Я. 37, 323
 Лисицын А.П. 76, 185
 Лихоманов В.А. 36, 153
 Лобкина В.А. 89, 95, 96
 Лобковский Л.И. 47
 Лозовой С.П. 295
 Лопатина Д.Н. 122
 Лосев С.М. 151
 Лубенец Л.Ф. 97
 Лукин В.В. 302, 314, 316
 Лукьянов С.Ю. 23
 Лунев П.И. 313
 Лурье П.М. 294, 309, 310
 Лыкосов В.Н. 9
 Лысенко М.С. 94
 Лыткин В.М. 246, 247, 340
Мавлюдов Б.Р. 152, 269, 296–300
 Магаева А.А. 187
 Магрицкий Д.В. 215
 Майер Х. 241
 Макаревич П.Р. 155
 Макаров С.А. 79
 Макеев В.М. 332
 Максимов Т.Х. 257
 Максимов Ф.Е. 344
 Максимова П.В. 36, 153
 Макушин М.А. 227
 Макштас А.П. 28, 125
 Малахова В.В. 248
 Малкарова А.М. 56, 58, 66, 70
 Манасыпов Р.Н. 76
 Маневич Т.М. 301
 Манзон Д.А. 77
 Маргарян В.Г. 216
 Мардасова Е.В. 82, 271, 287
 Марков А.Н. 302
 Мартыанов В.Л. 314, 316
 Марченко А.В. 50, 51, 154
 Марченко Н.А. 154
 Маслаков А.А. 331, 332
 Маслов А.В. 185
 Матвеев Д.В. 217
 Матишов Г.Г. 155
 Махинов А.Н. 210, 217, 249
 Мачерет Ю.Я. 292, 320
 Межонов С.В. 314, 316
 Мелешко В.П. 156
 Мельник К.С. 85
 Мельников В.П. 250
 Мельников И.А. 24, 157, 158
 Мельникова А.П. 262
 Меркулова И.В. 59
 Миннебаев Д.Д. 209
 Миролубова Е.С. 342
 Мироненко А.А. 189
 Миронов Е.У. 25, 126, 145, 164
 Мирончев А.С. 90
 Мироньчев А.С. 98
 Мистрюков А.А. 334
 Михайлов А.Ю. 26, 260
 Михайлова М.В. 206
 Михайловский Ю.П. 70
 Михаленко В.Н. 321
 Михеев Н.И. 57
 Морозова П.А. 303, 318, 321
 Мортиков Е.В. 9
 Москалевский М.Ю. 27
 Мохов И.И. 159
 Музылев С.В. 160
 Музыченко А.А. 88
 Муравьев А.Я. 293, 304
 Муравьев Я.Д. 304
 Мурдза А.О. 50, 51
 Мурзин Ю.А. 251
 Муркалов А.Б. 161
 Мусакаев Н.Г. 42
 Мушта А.В. 134
 Мыглан В.С. 305
Навигатский А.Н. 185
 Нагурный А.П. 28
 Надеина О.С. 103
 Назаров А.Н. 305
 Науменко М.А. 207, 218
 Невечеря А.П. 318
 Немировская И.А. 162
 Несмеянов П.А. 67
 Нигматулин Р.И. 47
 Никитин М.А. 154
 Никитин С.А. 293
 Никифоров В.В. 135
 Николаев С.Д. 342
 Николаева О.П. 97
 Новихина Е.С. 342
 Носенко Г.А. 293, 306
 Носкова Т.В. 94
Овчинников И.Ю. 305
 Огородов С.А. 163
 Онищенко В.В. 307
 Онищенко Д.А. 154
 Онищук Н.А. 276
 Опель Т. 241
 Орлов М.Ю. 52
 Орлов Ю.Н. 52
 Орлова Л.А. 305
 Осипов Э.Ю. 308
 Осипова О.П. 308
 Осокин Н.И. 99–102, 300
 Отгонбаяр Д. 273
Павлов В.А. 126, 164
 Павлова Т.В. 156
 Пальшин Н.И. 80, 198, 202, 203, 219–221
 Панов В.Д. 294, 309, 310
 Папина Т.С. 94
 Парамзин А.С. 268
 Парренин Ф. 329
 Паршина Л.Н. 2
 Пасечкина В.Ю. 205
 Першин Д.К. 272
 Пестерева Н.М. 103
 Петраков Д.А. 311
 Петров А.Ю. 344
 Петров Д.О. 78
 Петрунин А.М. 67, 71
 Пижанкова Е.И. 252
 Пиманкина И.В. 288
 Писарев С.В. 165
 Пицальникова Е.В. 64
 Плехова А.В. 82
 Плотников В.В. 166
 Поважный В.В. 155
 Погорелов А.В. 311, 312
 Подборный Е.Е. 236, 333
 Поздняков А.А. 31
 Покровский О.С. 76
 Полещук К.В. 341
 Политко В.А. 167
 Польшин В.В. 276
 Польшин В.В. 276
 Поляков С.П. 169, 314–316
 Попов А.В. 168
 Попов Е.С. 82
 Попов С.В. 169, 209, 313–316
 Попова В.В. 293
 Потапов А.А. 96
 Потапов Е.И. 68
 Назаров А.Н. 305
 Приймак П.Г. 84, 87
 Прокофьева М.А. 159
 Пронин А.А. 170
 Пряхин С.С. 169
 Пустошинова В.И. 166
 Пушина З.В. 341
 Пьянков С.В. 104
 Пяткин В.П. 121
Радионова В.Ф. 276
 Раев М.Д. 175
 Разумов В.В. 115
 Райс В.В. 16
 Рапута В.Ф. 105, 111
 Рачкова А.Н. 268
 Рекант П.В. 342
 Ренкель А.Ф. 33
 Репина И.А. 175
 Рец Е.П. 324
 Римский-Корсаков Н.А. 170
 Рогов В.В. 240, 338
 Родионова Т.В. 244
 Романенко Ф.А. 117, 199
 Романов С.Г. 227
 Рототаева О.В. 261, 293
 Рубченя А.В. 168
 Рудаков В.А. 289
 Рудыка Р.А. 287
 Рыбак О.О. 9, 290, 303, 317, 318
 Рябов В.А. 5
Саватюгин Л.М. 35, 38, 39, 319
 Савеленок А.Н. 73
 Савенкова В.М. 222
 Сазонов А.А. 228
 Сазонов К.Э. 171
 Салихов Т.М. 209
 Самойленко С.Б. 301
 Самойлова С.Ю. 271
 Сандвен С. 134
 Сарана В.А. 343
 Сафаров О.Г. 69
 Сафронов А.П. 79
 Свиштунов И.А. 36, 153

- Связов В.М. 64
 Священников П.Н. 106, 174
 Селищев Е.Н. 5
 Семенов И.Н. 92
 Семенов В.А. 83
 Семенов В.С. 135
 Семенова Т.Н. 158
 Сенников Н.В. 334
 Сергеев Б.Н. 67
 Сидоренко Н.Ю. 103
 Сиеккинен Е.Д. 72
 Силенков В.И. 5
 Симонов Б.А. 107
 Синькевич А.А. 70
 Сиротюк В.В. 223
 Скаун А.А. 37
 Скороспелова Т.В. 227
 Скрипник Е.Н. 215
 Слагода Е.А. 240
 Смирнов В.Г. 25, 172
 Смирнов В.Н. 147
 Смирнов К.Г. 133
 Смирнов С.В. 90, 98
 Смолянинова Л.Г. 335
 Смоляницкий В.М. 146, 174
 Снегов Д.В. 264
 Соболев М.В. 196, 197
 Соколов В.Т. 268
 Сократов В.С. 108
 Сократова И.Н. 38, 39
 Соловей В.А. 323
 Соломаха Т.А. 130
 Соломина О.Н. 19, 20, 270
 Сонечкин Д.М. 329, 330
 Сосновский А.В. 53, 99–102, 320
 Старостин Е.В. 257
 Стасенко В.Н. 60
 Степанов Ю.И. 242
 Степанова А.Ю. 342
 Стрелецкая И.Д. 253
 Стриженко А.В. 224
 Сукнёв А.А. 214
 Суллина А.Н. 333
 Сурин М.Н. 170
- Сухих Н.А. 126
 Сюбаев А.А. 5
- Та**гильцев А.А. 54
 Талденкова Е.Е. 342
 Тамбовский В.С. 186
 Тараканов А.И. 254
 Тарбеева А.М. 225
 Таргульян В.О. 19, 20
 Терехова А.Г. 173
 Тержевик А.Ю. 80, 198, 203, 221
 Терлугова С.А. 276
 Тимирева С.Н. 343
 Тимошенко Т.Ю. 141
 Тисленко Д.И. 174
 Титкова Т.В. 26
 Титова А.М. 162
 Тихомиров А.Б. 276
 Тихонов В.В. 175
 Тихончук Е.А. 176, 177
 Тишков А.А. 19, 20
 Тоблер Л. 325
 Токарев И.В. 324
 Толстиков А.В. 182
 Толстых М.А. 9
 Торопов П.А. 321
 Тохчуков Ш.Ю. 307
 Травкина А.В. 162
 Третьякова И.А. 155, 187
 Трубкин И.П. 162
 Трушевский В.Л. 209
 Турков Д.В. 108
 Турчинович Ю.С. 276
 Турыкин Л.А. 194
 Тюкальцев Р.В. 323
- У**разгельдеева А.У. 106
 Ушаков К.В. 136
 Ушакова М.Г. 40, 41
- Ф**адеев Р.Ю. 9
 Федичкин И.Л. 323
 Федоров А.В. 264, 322
 Федоров А.Н. 257
 Федоров В.М. 178
 Федоров Г.Б. 268
- Федорова И.В. 227
 Филатов В.И. 177
 Филимонов В.Ю. 109
 Фильчук К.В. 149
 Фомин В.В. 154
 Фотиев С.М. 255
 Фролов Д.М. 83
 Фролов Н.Л. 228
 Фролов С.В. 135
 Фролова Н.Л. 107, 189–192
- Ж**адсон С. 106
 Хазанова Е.С. 179
 Харитонов В.А. 180
 Харитонов В.В. 164
 Хасанов М.К. 42
 Хаткутов А.В. 278
 Хачатурова К.С. 84
 Хвалев С.В. 196, 197
 Хмелева В.С. 138
 Хон В.Ч. 159
 Хотченков С.В. 146
 Хромова Т.Е. 293
 Хуриганова О.И. 276
- Ц**ветова Е.А. 229
 Цыбанева Т.Б. 160
 Цыганкова А.Е. 155, 181
- Ч**астухин А.В. 67, 71
 Чаус О.М. 72
 Черанев М.Ю. 54
 Черненко Ю.И. 209
 Чернов А.В. 36, 153
 Чернов И.А. 9, 182
 Чернов Р.А. 110
 Чернова Л.П. 21, 293
 Черных Д.В. 97, 272
 Четвериков Ю.О. 323
 Четверова А.А. 227
 Четырбоцкий А.Н. 183, 184
 Чижов А.Б. 241
 Чижова Ю.Н. 76, 236, 238, 269, 324, 333
 Чистяков К.В. 106, 263, 273, 274
 Чистякова Н.О. 342
 Чочаев Х.Х. 61
- Чумаков М.М. 154
- Ш**адрина А.А. 227
 Шаманова И.И. 256
 Шамин И.А. 344
 Шапов В.В. 225
 Шапоренко С.И. 230
 Шаропова А.В. 92
 Шарин В.В. 344
 Шарков Е.А. 175
 Шауро О.Г. 43
 Шашкин В.В. 9
 Швиковски-Гигар М. 325
 Шевердяев И.В. 155, 181
 Шевченко В.П. 76, 162, 185, 186
 Шепелев А.Г. 257
 Шепелев В.В. 258
 Шереметов Р.Т. 271, 287
 Шестакова А.А. 321
 Шилов А.Н. 64
 Шиловцева О.А. 117
 Шимараев М.Н. 207, 214
 Широкова В.А. 192, 222
 Шихов А.Н. 104
 Школьный Д.И. 231
 Шкорба С.П. 145
 Шлыкова В.В. 282
 Шполянская Н.А. 44, 345
 Штайн Р. 185
 Шушлебин А.И. 147
- Щ**ербакова В.Н. 173
- Э**йрих С.С. 325
 Эйхлер А. 325
- Ю**лин А.В. 146
- Я**ицкая Н.А. 155, 181, 187
 Якименко О.В. 223
 Яковлев Н.Г. 9, 182, 188
 Янченко Е.А. 132
 Янчук М.С. 79, 122
 Ярославцева Т.В. 105, 111
- D**ahl-Jensen D. 302
Hall N.M.J. 214
Rémy F. 214

Подписано в печать 16.05.2018 г. Дата выхода в свет 26.06.2018 г. Формат 60 × 88^{1/8}
 Цифровая печать Усл.печ.л. 18.0 Уч.-изд.л. 18.0 Бум.л. 9.0
 Тираж 85 экз. Зак. 320 Цена свободная

Учредители: Российская академия наук, Русское географическое общество

Издатель: ФГУП «Издательство «Наука»

16+

Отпечатано в ФГУП «Издательство «Наука»

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 бóльшего 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

- А.Н. Верес, А.А. Екайкин, Д.О. Владимирова, А.В. Козачек, В.Я. Липенков, А.А. Скакун.** Климатическая изменчивость в эпоху МИС-11 (370 – 440 тыс. лет назад) по данным изотопного состава (δD , $\delta^{18}O$, $\delta^{17}O$) ледяного керна станции Восток. 149
- Е.Н. Вилесов.** Изменение размеров и состояния ледников Казахстана за 60 лет (1955 – 2015 гг.). 159
- В.В. Паромов, Ю.К. Нарожный, Л.Н. Шантыкова.** Оценка современной динамики и прогноз гляциологических характеристик ледника Малый Актру (Центральный Алтай). 171

Снежный покров и снежные лавины

- А.В. Сосновский, Н.И. Осокин, Г.А. Черняков.** Динамика снегозапасов на равнинной территории России в лесу и в поле при климатических изменениях. 183
- Т.Б. Титкова.** Изменчивость зимнего стока реки Ока в зависимости от изменения климата. 191

Подземные льды и наледи

- А.Н. Курчатова, В.В. Rogov.** Формирование геохимических аномалий при миграции углеводородов в криолитозоне Западной Сибири. 199

Морские, речные и озёрные льды

- П.В. Богородский, А.С. Грубый, В.Ю. Кустов, А.П. Макштас, Л.А. Соколова.** Рост припая и его влияние на замерзание верхнего слоя донных отложений в прибрежной зоне губы Буор-Хая (море Лаптевых). 213
- В.К. Смахтин.** Ледовый режим озёр Забайкалья в условиях современного потепления. 225

Палеогляциология

- В.В. Малахова, А.В. Елисеев.** Влияние рифтовых зон и термокарстовых озёр на формирование субаквальной мерзлоты и зоны стабильности метаногидратов шельфа моря Лаптевых в плейстоцене. 231

Прикладные проблемы

- А.Н. Золотокрылин, В.В. Виноградова, И.А. Соколов.** Воздействие потепления на дискомфортность жизнедеятельности населения Арктической зоны Российской Федерации. 243

Экспресс-информация

- В.Я. Липенков, А.А. Екайкин.** В поисках древнейшего льда Антарктиды. 255

Критика и библиография

- В.М. Котляков, Л.П. Чернова.** Аннотированная библиография русскоязычной литературы по гляциологии за 2016 год. 261