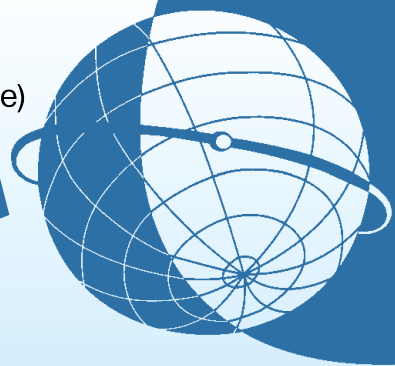


ISSN 2076-6734 (Print)
ISSN 2412-3765 (Online)



Лёд и Снег Ice and Snow



ТОМ **59**
№ **4**, 2019

Журнал основан в 1961 г. по идее и инициативе Владимира Михайловича Котлякова
В 1961–2009 гг. журнал носил название «Материалы гляциологических исследований»

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

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

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

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

Журнал издаётся под руководством Отделения наук о Земле РАН

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

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

Состав редколлегии:

Главный редактор – академик РАН В.М. Котляков

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

Редактор – Л.С. Дмитриева

Члены редколлегии:

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

акад. НАН Республики Казахстан И.В. Северский,

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

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

канд. геол.-минер. наук В.Е. Тумской, чл.-корр. РАН И.Е. Фролов,

канд. геогр. наук Т.Е. Хромова, д-р геогр. наук К.В. Чистяков

Editorial Board:

Editor-in-Chief – Academician Vladimir M. Kotlyakov

Editorial Secretary – Oksana V. Rototaeva

Editor – Lyubov S. Dmitrieva

Members of the editorial board:

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

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

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

A.A. Medvedev, V.N. Mikhailenko, 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: Айсберг у берегов Антарктического полуострова.
Январь 2018 г. Фото Мишеля Кюне.

Photo on the cover: Iceberg off the coast of the Antarctic Peninsula.
January 2018. Photo by Michel Cuney.

© Российская академия наук, 2019

© Русское географическое общество, 2019

© Редколлегия журнала «Лёд и Снег» (составитель), 2019

© Michel Cuney, 2019

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
INSTITUTE OF GEOGRAPHY

РУССКОЕ
ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО



RUSSIAN
GEOGRAPHICAL SOCIETY

Лёд и Снег

Том 59, №4, 2019

Ice and Snow

Contents

Glaciers and Ice Sheets

- A.A. Ekaykin, V.Ya. Lipenkov, A.N. Veres, A.V. Kozachek, A.A. Skakun.* On the possibility to restore the climatic signal in the disturbed record of stable water isotope content in the old (0.4–1.2 Ma) Vostok ice (Central Antarctica) 437
- A.V. Kislov, A.F. Glazovsky.* Simulation of the dynamics of the Hansbreen tidal glacier (Svalbard) based on the stochastic model 452
- A.S. Turchaninova, A.V. Lazarev, E.S. Marchenko, Yu.G. Seliverstov, S.A. Sokratov, D.A. Petrakov, M. Barandun, R. Kenzhebaev, T. Saks.* Methods of snow avalanche nourishment assessment (on the example of three Tian Shan glaciers) 460

Snow Cover and Avalanches

- A.V. Sosnovsky, N.I. Osokin.* Effect of thaws on snow cover and soil freezing under the contemporary climate change 475
- M.P. Tentyukov, D.N. Gabov, D.V. Simonenkov, E.G. Yazikov.* Pollution of the snow surface with polycyclic aromatic hydrocarbons during the formation of frost 483
- S.V. Pyankov, A.N. Shikhov, P.G. Mikhaylyukova.* Simulation of snow accumulation and melting in the Kama river basin using data from global prognostic models 494

Ground Ice and Icings

- V.M. Lytkin, K.I. Bazhin, V.V. Kunitsky.* Rock glaciers in the Ulakhan-Chistay ridge (axial part of the Chersky mountain range) 509
- N.N. Voropay, M.V. Kiselev, A.A. Cherkashina.* Monitoring of soil temperature on permafrost in natural and anthropogenic disturbed conditions in the Tunkinskaya Depression 517

Sea, River and Lake Ice

- M.G. Akperov, V.A. Semenov, I.I. Mokhov, M.R. Parfenova, M.A. Dembitskaya, D.D. Bokuchava, A. Rinke, W. Dorn.* The influence of ocean heat transport in the Barents Sea on the regional sea ice and the atmospheric static stability 529
- O.M. Andreev, D.V. Drabenko, R.A. Vinogradov, E.U. Orlova.* Influence of climate warming on the strength characteristics of ice in the Ob Bay 539
- V.N. Baklagin.* Influence of meteorological conditions on the formation of ice regime of the Lake Onega 546

Palaeoglaciology

- Ya.V. Tikhonravova, A.V. Lupachev, E.A. Slogoda, V.V. Rogov, A.O. Kuznetsova, V.I. Butakov, G.V. Simonova, N.A. Taratunina, D.R. Mullanurov.* Structure and formation of ice-ground veins of the second lake-alluvial terrace in the North of Gydan in the late Neopleistocene–Holocene 557

Reviews and News

- A.Ya. Muraviev.* All-Russian Scientific Conference «The interaction of the natural environment elements in high latitude areas», Sochi, September 2019 571
- Contents of four issues of the Journal for 2019 574

Содержание

Ледники и ледниковые покровы

- А.А. Екайкин, В.Я. Липенков, А.Н. Верес, А.В. Козачек, А.А. Скакун.* О возможности реконструкции климатического сигнала в нарушенной записи изотопного состава древнего льда (0,4–1,2 млн лет назад) в керне станции Восток (Центральная Антарктида) 437
- А.В. Кислов, А.Ф. Глазовский.* Моделирование динамики приливного ледника Ханса (Шпицберген) на основе стохастической модели 452
- А.С. Турчанинова, А.В. Лазарев, Е.С. Марченко, Ю.Г. Селиверстов, С.А. Сократов, Д.А. Петраков, М. Барандун, Р. Кенжебаев, Т. Сакс.* Методика оценки лавинного питания (на примере трёх ледников Тянь-Шаня) 460

Снежный покров и снежные лавины

- А.В. Сосновский, Н.И. Осокин.* Влияние оттепелей на снежный покров и промерзание грунта при современных изменениях климата 475
- М.П. Тентюков, Д.Н. Габов, Д.В. Симоненков, Е.Г. Язиков.* Загрязнение поверхности снега полициклическими ароматическими углеводородами при образовании изморози 483
- С.В. Пьянков, А.Н. Шихов, П.Г. Михайлюкова.* Моделирование снегонакопления и снеготаяния в бассейне р. Кама с применением данных глобальных моделей прогноза погоды 494

Подземные льды и наледи

- В.М. Лыткин, К.И. Бажин, В.В. Куницкий.* Каменные глетчеры хребта Улахан-Чистай (осевая часть горной системы Черского) 509
- Н.Н. Воронин, М.В. Киселев, А.А. Черкашина.* Мониторинг температуры почв на многолетнемёрзлых породах в естественных и антропогенно нарушенных условиях Тункинской котловины 517

Морские, речные и озёрные льды

- М.Г. Акперов, В.А. Семенов, И.И. Мохов, М.Р. Парфенова, М.А. Дембицкая, Д.Д. Бокучава, А. Ринке, В. Дорн.* Влияние океанического притока тепла в Баренцево море на региональные изменения ледовитости и статической устойчивости атмосферы 529
- О.М. Андреев, Д.В. Драбенко, Р.А. Виноградов, Е.Ю. Орлова.* Влияние потепления климата на прочностные характеристики льда в Обской губе 539
- В.Н. Баклагин.* Влияние метеорологических условий на формирование ледового режима Онежского озера 546

Палеогляциология

- Я.В. Тихонравова, А.В. Лупачев, Е.А. Слагода, В.В. Рогов, А.О. Кузнецова, В.И. Бутаков, Г.В. Симонова, Н.А. Таратунина, Д.Р. Муллануров.* Строение и формирование ледогрунтовых жил второй озёрно-аллювиальной террасы на севере Гыдана в позднем неоплейстоцене–голоцене 557

Обзоры и хроника

- А.Я. Муравьев.* «Взаимодействие элементов природной среды в высокоширотных условиях» Всероссийская научная конференция в Сочи (сентябрь 2019 г.) 571
- Содержание журнала за 2019 год 574

XVII ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКИЙ СИМПОЗИУМ ПЕРВЫЙ ЦИРКУЛЯР

С 25 по 29 мая 2020 г. в г. Санкт-Петербург состоится XVII Гляциологический симпозиум под девизом «**Роль криосферы в прошлом, настоящем и будущем Земли**». Он проводится Гляциологической ассоциацией совместно с Институтом географии РАН и Арктическим и Антарктическим научно-исследовательским институтом.

Научная программа

Симпозиум охватит широкий круг вопросов криологии Земли. Предполагается заслушать доклады с результатами исследований последних лет по широкому спектру ключевых проблем гляциологии и геокриологии. Для каждого устного доклада, вместе с дискуссией, отводится около 20 минут. Предполагаются также стендовые доклады. Рабочие языки симпозиума – русский и английский (без синхронного перевода).

Подробная информация о проведении Симпозиума, регистрации и приёме тезисов будет дана на сайте журнала «Лёд и Снег» <http://ice-snow.igras.ru> и на сайте симпозиума www.glac2020.igras.ru с осени 2019 г.

Основные требования для подготовки тезисов: 1) тезисы представляются на русском или английском языках; 2) заголовок тезисов должен содержать не более 10 слов; 3) текст тезисов не должен превышать 2500 знаков (одна страница в формате A4); 4) заголовок, авторы, организации располагаются вверху страницы посередине отдельных строк; 5) для набора используется Microsoft Word (в форматах *.doc или *.rtf), шрифт Times New Roman, 12 pt, однострочный интервал, абзацный отступ – 1,25 см. **Срок представления тезисов – до 15 февраля 2020 г.**

Доклады Симпозиума, прошедшие рецензирование, будут опубликованы в журнале «Лёд и Снег». Их тексты, **оформленные строго по правилам этого журнала**, следует присылать электронной почтой (khronika@mail.ru) на имя О.В. Рототаевой. Объём текста доклада – от 12 до 20 страниц (шрифт Times New Roman, 12 pt, через 1,5 интервала), плюс необходимое количество иллюстраций (как правило, не более шести) в компьютерном исполнении.

Окончательная программа симпозиума будет составлена на основе представленных тезисов докладов. Для демонстрации докладов должна быть использована компьютерная презентация. Предварительная программа симпозиума будет вывешена на сайте в начале апреля 2020 г.

Программа симпозиума предполагает приезд участников в Санкт-Петербург в понедельник 25 мая. Планируются четыре дня заседаний и экскурсии в городе и его окрестностях. В один из вечеров будет организован банкет. Стоимость банкета, стоимость и содержание экскурсий будут объявлены позже на сайте симпозиума.

Регистрация

Индивидуальный регистрационный взнос на проведение симпозиума составляет 2500 рублей. Он включает в себя папку участника с тезисами докладов симпозиума и другими информационными материалами, а также кофе-брейки во время работы симпозиума.

Все желающие участвовать в симпозиуме (независимо от того, будете ли вы делать доклад или нет) должны **до 15 февраля 2020 г.** зарегистрироваться на сайте симпозиума, заполнив следующие блоки.

1. Персональная информация (Фамилия И.О., учёное звание, место работы и должность, контактная информация, обязательно e-mail). Просим Вас в поле «комментарии» указать название доклада.
2. Проживание (указать даты приезда и отъезда). Заказ и размещение в гостиницах города делаются самостоятельно (самое простое – через сайт booking.com).
3. Тезисы доклада.
4. Желание участвовать в экскурсиях.

Адреса для переписки:

Москва 119017, Старомонетный пер. 29. Оргкомитет XVII Гляциологического симпозиума. Телефон: +7 (495) 959-0032. Факс: +7 (495) 959-0033.

Сайт: www.glac2020.igras.ru. E-mail: glac2020@igras.ru

Надеемся увидеть Вас среди участников симпозиума с новыми научными результатами, полученными в последние годы. Второй циркуляр о симпозиуме будет размещён на сайте в марте–апреле 2020 г.

XVII GLACIOLOGICAL SYMPOSIUM FIRST CIRCULAR AND CALL FOR PAPERS

The XVII Glaciological Symposium will be held in St. Petersburg, Russia, 25–29 May 2020 with the theme “**The role of the cryosphere in the past, present and future of the Earth**”. The Glaciological Association, the Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences, and the Arctic and Antarctic Research Institute are organizing the meeting.

Scientific Program

The Symposium will cover a wide variety of the Earth cryosphere topics. It is supposed to hear reports on the results of recent studies on a wide range of key problems of glaciology and geocryology. Each oral presentation will be allowed 20 minutes, including discussion. Poster sessions and discussion will also be scheduled. Working languages are Russian and English (no simultaneous translation will be provided).

Detailed information on the Symposium as well as registration information and abstracts will be available at the “Ice and Snow” Journal site <http://ice-snow.igras.ru> and at the Symposium site www.glac2020.igras.ru, which will open in autumn 2019.

Requirements for abstracts are as follows: 1) Russian or English language; 2) Title must not exceed 10 words; 3) A one-page text should not contain more than 2500 characters with spaces, i.e. to cover one page in the A4 format; 4) Title, authors, and institutes should be typed on separate lines with central alignment in the upper part of the page; 5) Microsoft Word (in formats *.doc or *.rtf) and Times New Roman font, 12 pt, one-line spacing, and a paragraph indentation of 1.25 cm should be used; **Deadline for submission of abstracts is February 15, 2020.**

Reports presented at the Symposium will be published after reviewing as individual papers in the peer-reviewed Journal “**Ice and Snow**”. Texts of the reports **prepared according to the Journal rules** should be sent via electronic mail to O.V. Rototaeva (khronika@mail.ru). Acceptable manuscripts should be from 12 and 20 pages (Times New Roman font, 12 pt, 1.5 line spacing) plus illustrations (usually not more than six) in computer version.

The final program of the Symposium will be based on the submitted abstracts. A computer presentation should be used to demonstrate the reports. The preliminary program of the Symposium will be posted on the website in early April 2020.

The program of the Symposium involves the arrival of participants in St. Petersburg on Monday, May 25. Four days of meetings and excursions in the city and its surroundings are planned. A banquet will be organized on one of the evenings. The cost of the banquet, the cost and content of excursions will be announced later on the website of the Symposium.

Registration

The individual registration fee for participation in the Symposium will be 2500 rubles. This fee includes coffeekbreaks, a folder with abstracts and other information.

All potential participants (including non-presenters) are invited to register online **before February 15, 2020**. The following information is necessary.

1. Personal information (name, surname, position and organization, contact information, e-mail address). We ask that you indicate in the field «Comments» the title of your report;
2. Lodging: please provide dates of arrival and departure. Choice of preferred hotels and booking should be made independently (the simplest way via site www.booking.com).
3. Abstract;
4. Your anticipated participation in excursions.

Address for correspondence:

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences
The Organizing Committee of the XVII Glaciological Symposium
Staromonetny per., 29
Moscow 119017 Russia.

Tel. +7-095-959-0032, Fax +7-095-959-0033, website www.glac2020.igras.ru

E-mail: glac2020@igras.ru

We look forward to meeting you at the Symposium and to sharing your latest scientific results. The second circular will be placed on the site in March–April 2020.

Ледники и ледниковые покровы

УДК 551.89

<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-4-463>

О возможности реконструкции климатического сигнала в нарушенной записи изотопного состава древнего льда (0,4–1,2 млн лет назад) в керне станции Восток (Центральная Антарктида)

© 2019 г. А.А. Екайкин^{1,2*}, В.Я. Липенков¹, А.Н. Верес^{1,2}, А.В. Козачек¹, А.А. Скакун^{1,3}¹Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия;²Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия;³Центральная астрономическая (Пулковская) обсерватория, Санкт-Петербург, Россия

*ekaykin@aari.ru

On the possibility to restore the climatic signal in the disturbed record of stable water isotope content in the old (0.4–1.2 Ma) Vostok ice (Central Antarctica)

A.A. Ekaykin^{1,2*}, V.Ya. Lipenkov¹, A.N. Veres^{1,2}, A.V. Kozachek¹, A.A. Skakun^{1,3}¹Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia;²Institute of Earth Sciences, Saint Petersburg State University, St. Petersburg, Russia;³Central Astronomic (Pulkovo) Observatory, St. Petersburg, Russia

*ekaykin@aari.ru

Received August 6, 2019 / Revised August 30, 2019 / Accepted September 19, 2019

Keywords: *Antarctica, ice cores, Mid-Pleistocene Transition, old ice, paleoclimate, stable water isotopes, Vostok station.*

Summary

In this work we have presented new detailed (with the resolution of 10 cm) stable water isotope (δD and $\delta^{18}O$) profile measured in the central Antarctic Vostok ice core section that contains old ice with the age from 0.4 to 1.2 million years. To interpret these data we have developed a model of molecular diffusion in ice and determined the value of so-called «diffusion length». We have demonstrated that the climatic signal in this ice interval is disturbed by a combination of two processes, ice layer folding (that is accompanied by layer overturning and mixing) and molecular diffusion. The whole old ice interval can be divided in 5 zones that differ in terms of character and intensity of these two processes. In three of these zones the climatic signal is partly preserved and could be restored to some extent. However, in the most interesting and old zone 5 (0.75–1.2 Ma) the climatic signal is nearly completely erased and could hardly be reconstructed. At the same time, the isotopic records obtained from the Vostok old ice have preserved the information on the mean level of the isotopic content of ice in glacial and interglacial stages. This gives an opportunity to reveal and study long-term climatic trends with typical duration longer than main climatic cycles (40–100 ka).

Citation: Ekaykin A.A., Lipenkov V.Ya., Veres A.N., Kozachek A.V., Skakun A.A. On the possibility to restore the climatic signal in the disturbed record of stable water isotope content in the old (0.4–1.2 Ma) Vostok ice (Central Antarctica). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2019. 59 (4): 437–451. [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-4-463>.

Поступила 6 августа 2019 г. / После доработки 30 августа 2019 г. / Принята к печати 19 сентября 2019 г.

Ключевые слова: Антарктида, древний лёд, ледяные керны, палеоклимат, среднеплейстоценовый переход, стабильные изотопы воды, станция Восток.

Представлены новые детальные данные (с разрешением 10 см) об изотопном составе (δD и $\delta^{18}O$) керна со станции Восток в интервале 3318–3537 м, содержащего древний лёд возрастом 0,4–1,2 млн лет. Показано, что климатический сигнал в этом интервале льда сильно искажён совместным действием стратиграфических нарушений в залегании ледяных слоёв и молекулярной диффузии. Сделана попытка частично восстановить климатический сигнал в отдельных интервалах древнего льда.

Введение

Поиск и последующее изучение древнейшего на планете льда с возрастом более миллиона лет — одна из наиболее актуальных задач современной палеогеографии и гляциологии [1]. Основной мотивацией для постановки этой задачи служит необходимость объяснения загадки так называемого «среднеплейстоценового перехода» (МРТ — Mid-Pleistocene Transition) — глобального изменения климата планеты около 1 млн лет назад. Считается, что главным фактором, ответственным за МРТ, было постепенное снижение концентрации CO_2 в атмосфере в течение плейстоцена [2]. Единственный прямой источник данных о концентрации парниковых газов в атмосфере Земли, которые могли бы подтвердить или опровергнуть эту гипотезу, — антарктические ледяные керны, а имеющийся в настоящее время наиболее длинный ряд CO_2 по керновым данным охватывает немногим более 800 тыс. лет [3].

В ближайшее время в Антарктиде планируется целый ряд проектов бурения древнего льда, которые будут вести европейские, австралийские, японские, китайские и американские специалисты (см. обзор в [4]). К одному из наиболее перспективных в этом «кусте» проектов относится Beyond-EPICA-Oldest Ice — европейский проект бурения в районе станции Конкордия, на так называемом «малом Куполе С», который был официально запущен 1 июня 2019 г. и продлится до 31 мая 2025 г. [5]. Однако даже при поднятии древнего льда на поверхность исследователи должны быть готовы к тому, что климатический сигнал в нём будет модифицирован или полностью нарушен. Действительно, во всех буровых проектах Гренландии и Антарктиды, скважины которых достигли придонных слоёв льда, климатическая запись оказалась искажённой в результате нарушения естественного залегания слоёв (если слои древнего льда не были уничтожены донным таянием, как в керне WAIS Divide [6]). Именно поэтому опыт изучения возможности восстановления климатического сигнала в базальных слоях льда будет востребован при интерпретации данных будущих глубоких кернов.

Российский проект поиска и исследования древнего льда — VOICE (Vostok Old Ice Challenge) [7] — имеет то неоспоримое преимущество, что у отечественных учёных уже есть об-

разцы древнего льда, полученные ещё в конце 1990-х годов при бурении скв. 5Г-1 на станции Восток в интервале глубин 3318–3538 м. Недавние успехи в датировании керна из этого интервала тремя независимыми абсолютными методами позволили разработать хроностратиграфическую шкалу древнего антарктического льда, залегающего в районе станции Восток [8]. Согласно этой датировке (GTSIII-Hydrate), возраст льда на глубине 3537 м достигает 1256 тыс. лет с погрешностью порядка 150 тыс. лет.

Задачи настоящей работы — анализ изотопного профиля древнего льда возрастом 0,4–1,2 млн лет со станции Восток, изучение роли различных факторов (макро- и микроскладчатости, молекулярной диффузии) в искажении климатического сигнала в этом льде и исследование возможности восстановления этого сигнала.

Методика

Лабораторные измерения изотопного состава древнего льда станции Восток. Первые данные об изотопном составе атмосферного льда в интервале керна 3318–3538 м скв. 5Г-1 со станции Восток были рассмотрены в статьях [9, 10]. Измерения выполнялись в 1999 г. в Лаборатории наук о климате и окружающей среде (LSCE, г. Сакле, Франция) с разрешением 1 м. Однако такого низкого разрешения недостаточно для исследования высокочастотной изменчивости изотопного состава древнего льда, поэтому мы провели повторные исследования изотопного состава (δD , $\delta^{18}\text{O}$, dxs) этого интервала с разрешением 10 см по кернам двух параллельных скважин: 5Г-1 и 5Г-3.

Керн 5Г-1 из скважины, пробуренной в 1998 г., был измерен с разрешением 10 см в интервале 3310–3539 м в Лаборатории изменений климата и окружающей среды (ЛИКОС ААНИИ, Санкт-Петербург) на лазерных анализаторах Picarro L-2120 и L-2140. Общее число измеренных проб — 2300. Через каждые пять образцов измерялся рабочий стандарт VOS (изготовлен из современного поверхностного снега станции Восток), калиброванный относительно стандартов MAGATЭ VSMOW-2, SLAP и GISP. Воспроизводимость результатов, оценённая путём повторного измерения случайно выбранных образцов ($\approx 10\%$ общего количества), составила

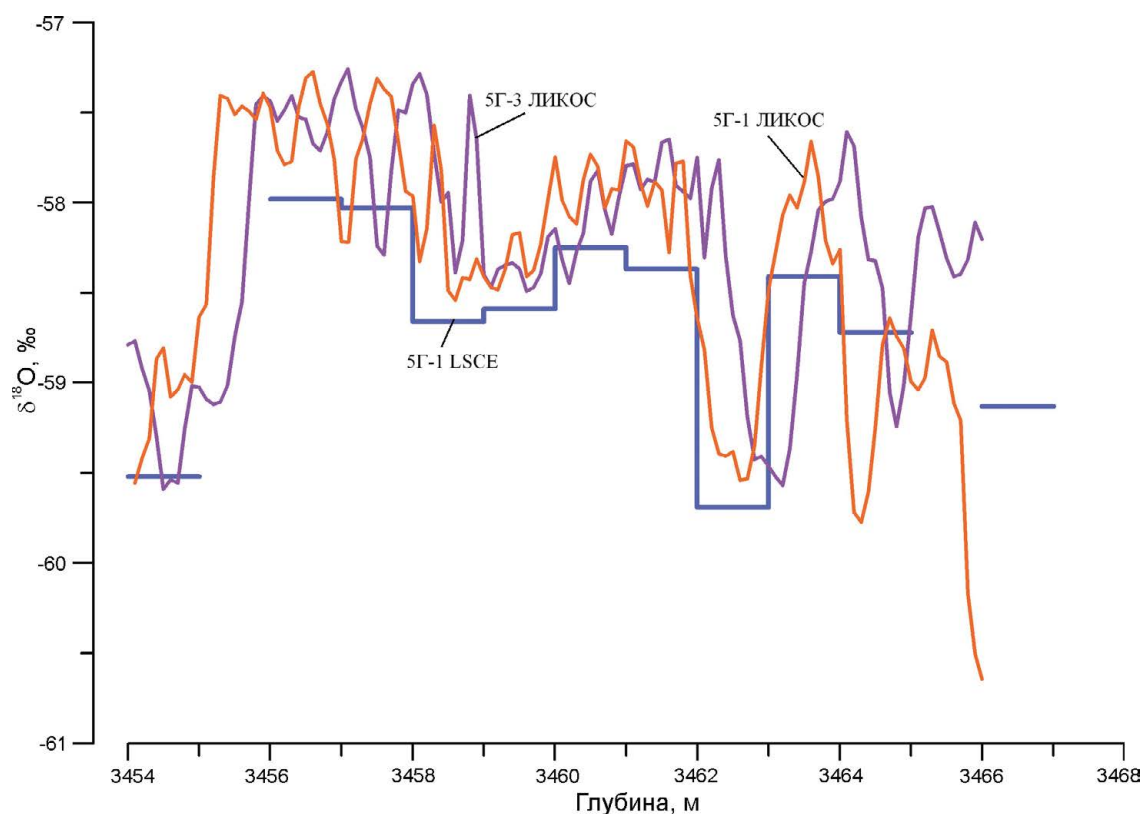


Рис. 1. Пример сопоставления результатов измерения изотопного состава ($\delta^{18}\text{O}$) в интервале глубины 3454–3467 м керна древнего льда.

Измерения выполнены по двум разным кернам (5Г-1 и 5Г-3) в двух разных лабораториях (соответственно LSCE, Франция, и ЛИКОС, Россия)

Fig. 1. An example of comparison of the results of stable water isotopic measurements ($\delta^{18}\text{O}$) in interval 3454–3467 m of the old ice core.

The measurements were performed in two different cores (5Г-1 and 5Г-3) in two different laboratories (LSCE, France, and CERL, Russia)

0,6 ‰ для δD и 0,06 ‰ для $\delta^{18}\text{O}$. Такая погрешность измерений удовлетворительна для целей настоящего исследования, поскольку она на 1–2 порядка меньше естественной изменчивости изотопного состава льда.

Керн 5Г-3 из скважины, пробуренной в 2012–2015 гг., проанализирован также в ЛИКОС ААНИИ по указанной выше методике с разрешением 10 см в интервале 3439–3539 м. Общее число измеренных проб – 1000.

Результаты измерения всех трёх серий (данные LSCE 1999 г. с разрешением 1 м и данные ЛИКОС по скв. 5Г-1 и 5Г-3 с разрешением 10 см) имеют систематический сдвиг относительно друг друга как по глубине, так и по значению изотопного состава (рис. 1). Это обусловлено: а) погрешностью определения глубины зарезания ствола скв. 5Г-3 относительно ствола скв. 5Г-1; б) систематическим сдвигом между средними значени-

ями изотопного состава, измеренными в разных лабораториях, в результате использования разных методик измерения, лабораторных стандартов и т.д. Так, между кернами 5Г-1 и 5Г-3 сдвиг по глубине в интервале 3439–3500 м составляет 0,6 м (5Г-3 глубже, см. рис. 1), а в интервале 3500–3539 м он постепенно увеличивается до 0,8 м. Поэтому в значения глубины керна 5Г-3 ввели поправку ($-0,6 \div -0,8$ м).

Все измерения, выполненные в ЛИКОС, приведены по уровню изотопных значений к данным лаборатории LSCE, чтобы вновь измеренный интервал древнего льда был методически однороден с ранее опубликованной «восточной» изотопной кривой [11]. Для этого мы использовали ряд 5Г-1 с разрешением 1 м, который не вошёл в сводный ряд с разрешением 10 см, но был применён для расчёта систематического сдвига между двумя лабораториями (см.

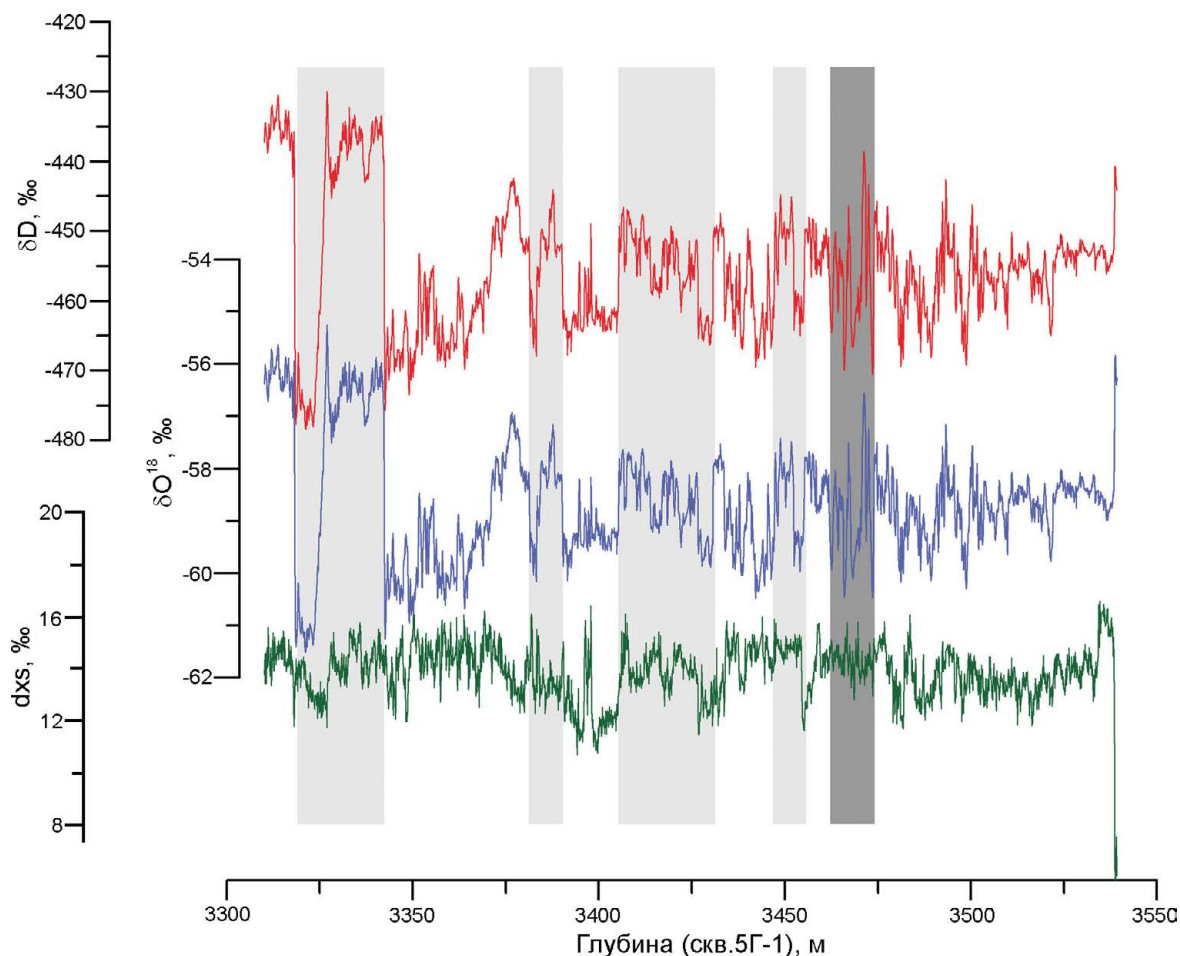


Рис. 2. Сводные профили изотопного состава (δD , $\delta^{18}O$, dxs) в интервале 3310–3539 м глубокого керна станции Восток.

Серой заливкой показаны интервалы ледяного керна, предположительно перевёрнутые в ходе макроскладчатости (см. текст). Тёмно-серая заливка — интервал льда со следами более мелкомасштабной складчатости

Fig. 2. Stacked profiles of stable water isotopic content (δD , $\delta^{18}O$, dxs) in interval 3310–3539 m of Vostok deep ice core. Grey shading shows the ice core intervals that presumably have been overturned during ice layer folding (see text). Dark-grey shading is the ice interval with the signature of smaller-scale folding

рис. 1). В значения измеренных в ЛИКОС рядов 5Г-1 и 5Г-3 (которые хорошо согласуются между собой по среднему уровню) были введены поправки, равные $-0,33\text{‰}$ для ^{18}O и $-0,4\text{‰}$ для D , для приведения к уровню значений LSCE. Окончательные сводные ряды изотопного состава (δD , $\delta^{18}O$ и dxs) приведены на рис. 2.

Резкое изменение изотопного состава в конце профиля маркирует переход от атмосферного к озёрному льду на глубине 3538,5 м [12]. В дальнейшем исследовании мы используем изотопные данные в интервале 3310–3537 м. На рис. 2 на глубине 3318 м видно резкое изменение изотопного состава, когда концентрация тяжёлых изотопов на протяжении всего лишь около 40 см (см. также рис. 7)

изменяется от значений, характерных для межледниковья, до значений, типичных для ледникового периода. Как показано в исследовании [13], этот резкий изотопный переход обозначает верхнюю границу 24-метрового слоя льда, который оказался перевёрнутым в результате образования опрокинутой складки в придонной части ледника. Таким образом, глубина 3318 м, маркирующая начало стратиграфически нарушенной последовательности слоёв и имеющая возраст около 418 тыс. лет, представляет собой условное начало интервала «древнего» льда в керне ст. Восток.

Молекулярная диффузия во льду. При интерпретации данных о стабильном изотопном составе древнего льда один из ключевых моментов —

оценка степени сглаживания изотопного сигнала за счёт молекулярной диффузии. Молекулярная диффузия в снегу и фирне стирает высокочастотные колебания изотопного состава [14]. Диффузия молекул воды в ледяной матрице на несколько порядков слабее по сравнению с диффузией водяного пара в поровом пространстве фирна, поэтому диффузией во льду часто пренебрегают. Однако в древнем льду, частицы которого долгое время (сотни тысяч лет) провели при относительно высокой температуре, этот процесс также может влиять на изотопный сигнал ледяного керна [15]. Интенсивность молекулярной диффузии во льду характеризуется так называемой «длиной диффузии» l [16] – средним квадратическим вертикальным перемещением молекул воды в снежно-фирновой или ледяной толще (численно равным 1σ гауссовского фильтра, в см ледяного эквивалента), которым необходимо сгладить исходный изотопный профиль с целью получения наблюдаемого профиля. Для расчёта длины диффузии данной частицы льда необходимо знать температурную историю этой частицы и степень сжатия толщины годовых слоёв относительно первоначальной толщины.

Итоговая длина диффузии l для льда возрастом t составит:

$$l = l_0 + \int_0^t \frac{dl}{dt} dt,$$

где l_0 – длина диффузии на границе фирн–лёд; скорость приращения длины диффузии может быть найдена решением уравнения [16]

$$\frac{dl^2}{dt} = 2\varepsilon(t)l^2 + 2D,$$

где $\varepsilon(t)$ – относительная скорость сжатия ледяных слоёв, равная

$$\varepsilon(t) = \frac{(dh/h)}{dt};$$

D – коэффициент самодиффузии молекул воды во льду; как правило, значения D вычисляются по формуле [17]

$$D = D_0 e^{\left(\frac{-Q}{RT}\right)},$$

где $D_0 = 12,5 \text{ см}^2/\text{с}$; $Q = 60,29 \text{ кДж/моль}$; T – температура льда, К.

Для наших расчётов мы берём значение $l_0 = 8 \text{ см}$, которое характерно для современных

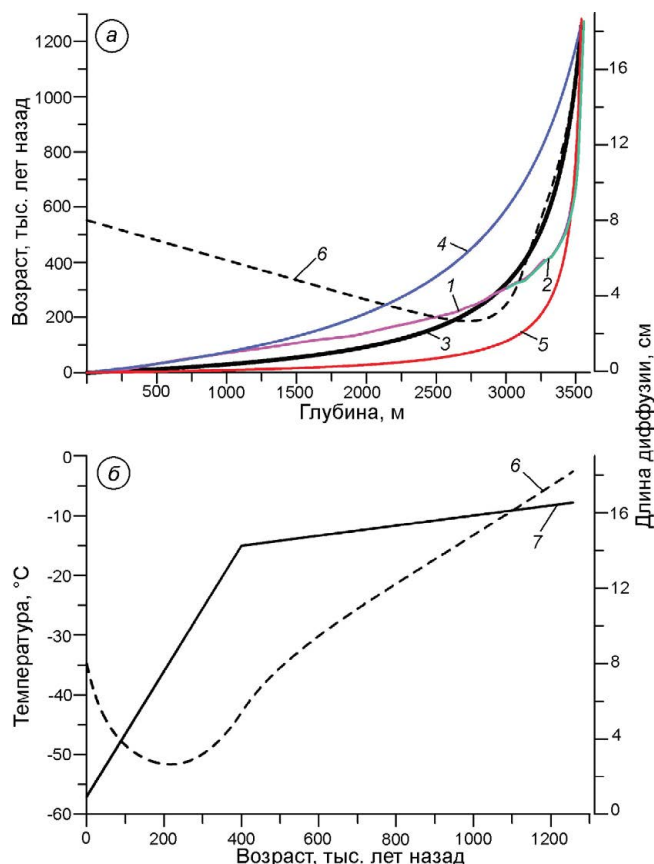


Рис. 3. Данные, использованные для расчёта длины диффузии в древнем льду станции Восток.

a – возраст льда (1–5) и длина диффузии (6) как функции глубины; 1 и 2 – датировка керна станции Восток по хроностратиграфическим шкалам AICC2012 [18] (1) и GTSIII-Hydrate [8] (2); 3 – упрощённая датировка, принятая в этой статье для расчёта длины диффузии (см. текст); 4 и 5 – альтернативные варианты упрощённой датировки (см. текст); *b* – температурная история ледяной частицы возрастом 1,2 млн лет (7) (см. текст) и длина диффузии (6) как функции возраста

Fig. 3. Data used to model the diffusion length in the Vostok old ice.

a – ice age (1–5) and diffusion length (6) as function of depth; 1 and 2 are Vostok ice core dating according to chronostratigraphic scales AICC2012 [18] (1) and GTSIII-Hydrate [8] (2); 3 – is simplified dating adopted in this work to calculate diffusion length (see text); 4 and 5 are alternative versions of the simplified dating (see text); *b* – temperature history of an ice parcel that has age of 1.2 Ma in the Vostok core (7) (see text) and diffusion length (6) as function of age

условий станции Восток [14], но, как будет показано далее, значение l_0 незначительно влияет на итоговую величину длины диффузии в древнем льду. Данные, использованные для расчёта длины диффузии в древнем льду станции Восток, показаны на рис. 3. Для расчёта длины диф-

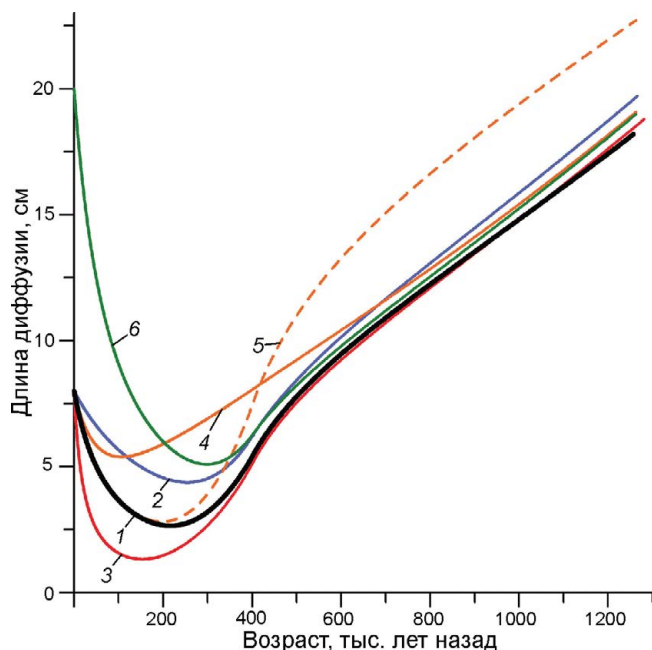


Рис. 4. Длина диффузии как функция возраста льда для различных сценариев модели.

Кривые (1–3) рассчитаны для разных вариантов упрощённой модели «глубина–возраст» (соответственно кривые 3–5 на рис. 3, а); 4 – то же, что 1, но для температуры поверхности ледника -20°C ; 5 – то же, что 1, но для температуры придонной части ледника от -8 до -5°C ; 6 – то же, что 1, но для $l_0 = 20$ см л.э.

Fig. 4. Diffusion length as a function of ice age for different model scenarios.

Curves (1–3) are calculated using different versions of the simplified «depth–age» model (correspondingly curves 3–5 in Fig. 3, a); 4 – same as 1, but for surface ice temperature -20°C ; 5 – same as 1, but for basal ice temperature from -8 to -5°C ; 6 – same as 1, but for $l_0 = 20$ cm i.e.

фузии в древнем льду оказалось неудобно использовать реальную датировку древнего льда GTSIII-Hydrate ([8], см. кривую 2 на рис. 3, а), так как функция скорости утончения толщины годовых слоёв в этом случае не монотонна, что приводит к физически невозможным значениям l для некоторых интервалов льда. Поэтому для расчёта l нами использовалась упрощённая функция «глубина–возраст» по модели Ная, в которой толщина годового слоя h на глубине z пропорциональна $(H - z)/H$, где H – толщина ледника в ледяном эквиваленте.

Полученная по упрощённой модели датировка показана на рис. 3, а чёрной линией (кривая 3). Толщина ледника принята равной 3770 м. При этом, чтобы получить на глубине 3537 м возраст 1,256 млн лет, средняя скорость снегонакопле-

ния должна составлять 4,56 см л.э./год, что существенно больше реальной средней скорости снегонакопления на станции Восток за последние 400 тыс. лет (1,77 см л.э./год [18]). За счёт большей скорости снегонакопления упрощённая датировка занижает возраст льда в верхней части ледяной толщи (до глубины примерно 2800 м), а потом – завышает в нижней части разреза.

Мы попробовали другие варианты настройки модели, два из которых показаны на рис. 3, а. Синей линией (кривая 4) показан вариант, при котором скорость снегонакопления равна 1,77 см л.э./год. При этом для получения желаемого возраста на глубине 3537 м толщина ледника должна быть равна 4200 м. При этом варианте модель хорошо воспроизводит возраст льда по датировке AICC2012 примерно до глубины 1000 м, а затем начинает завышать возраст в оставшейся толще ледника. Если уменьшить толщину ледника до 3600 м, то скорость снегонакопления должна быть равна 15,8 см л.э. При этом модель занижает возраст в верхней части ледника, а в нижней части ледника, примерно с глубины 3460 м, датировка по упрощённой модели примерно совпадает с датировкой древнего льда (кривая 5 на рис. 3, а). Из этого можно сделать вывод, что упрощённая модель не способна с удовлетворительной точностью описать распределение возраста по глубине во всей толще ледника. Однако, как будет показано далее, упрощённая датировка вполне пригодна для оценки длины диффузии в древнем льду.

На рис. 4 показаны разные варианты зависимости длины диффузии от возраста льда для различных сценариев. Вне зависимости от сценария все варианты имеют схожий характер изменения длины диффузии с глубиной/возрастом льда. В верхней части ледяной толщи до глубины порядка 2700 м (возраст льда 200–300 тыс. лет) длина диффузии уменьшается за счёт сжатия ледяных слоёв. В нижней части профиля наблюдается её быстрый рост по мере увеличения возраста и температуры льда. Основной вариант зависимости длины диффузии от возраста, рассчитанный по основному варианту упрощённой датировки (кривая 3 на рис. 3, а), показан на рис. 4 жирной чёрной линией (кривая 1) (он же показан пунктирной кривой 6 на рис. 3, а и б). Синей и красной кривыми на рис. 4 показаны значения длины диффузии для сценариев упрощённой модели «глубина–воз-

раст»; аналогичные цвета для данных сценариев использованы на рис. 3, а. В этом случае различия между кривыми наблюдаются лишь в левой части графика (до 400 тыс. лет), а окончательное значение длины диффузии определяется только итоговым значением возраста льда.

Для расчёта длины диффузии необходимо знать температурную историю данной частицы льда. Следуя результатам расчётов по двухмерной модели движения льда вдоль линии тока [19, 20], мы приняли упрощённую схему изменения температуры частицы льда возрастом 1,2 млн лет за время её перемещения от Ледораздела В до станции Восток: а) в первые 400 тыс. лет частица льда опускается вертикально в районе Ледораздела В от поверхности до придонной части ледника, при этом её температура повышается с -57 до -15 °С; б) далее, в течение следующих 800 тыс. лет, частица перемещается горизонтально вдоль ложа ледника до района станции Восток, при этом её температура повышается до -7 °С (соответствует температуре льда в скв. 5Г на глубине 3537 м [20]).

Если мы изменим начальную температуру поверхности снега с -57 до -20 °С, то в левой части профиля длины диффузии будут наблюдаться большие изменения, но окончательное значение останется практически неизменным (кривая 4 на рис. 4). Аналогично, если мы зададим начальную длину диффузии на границе «фирн-лёд» равной 20 см (вместо 8 см), то это повлияет лишь на часть профиля — до возраста льда менее 400 тыс. лет (кривая 6 на рис. 4). И лишь изменение температуры льда базальных слоёв, которые данная частица льда проходила за последние 800 тыс. лет своей траектории, вызывает заметное изменение длины диффузии в древнем льду. При этом только очень существенное (и в целом нереалистичное) изменение температуры льда 400 тыс. л.н. с -15 до -8 °С, а температуры льда возрастом 1,2 млн лет с -7 до -5 °С может заметно изменить длину диффузии (с 19 см до примерно 23 см). Иными словами: температурная история ледяной частицы в течение первых её 400 тыс. лет движения в леднике очень слабо влияет на длину диффузии в древнем льду.

Какую бы функцию «глубина—возраст» мы ни выбрали, единственно важное условие для нас — возраст в конце интервала древнего льда (3537 м) должен быть 1,2 млн лет. Исключитель-

но важный параметр, влияющий на длину диффузии в древнем льду — его температурная история в промежутке времени от 0,4 до 1,2 млн лет с начала траектории.

Влияние диффузии на изотопный профиль можно выразить через уменьшение начальной амплитуды A_0 квазипериодического колебания, имеющего длину волны λ :

$$A = A_0 e^{\left(-\frac{1}{2} l^2 \frac{4\pi^2}{\lambda^2}\right)}. \quad (1)$$

Например, при $l = 10$ см и длине волны 100 см изначальная амплитуда сигнала будет уменьшена примерно на 20%. При длине волны 400 см сигнал будет практически не затронут диффузией ($A/A_0 = 0,99$), а при длине волны 21 см он полностью сотрётся ($A/A_0 = 0,01$).

Результаты

Временной ряд изотопного состава древнего льда на отрезке времени 0,4–1,2 млн л.н. Представленный на рис. 2 изотопный профиль по ледяному керну станции Восток был использован для построения временного ряда изотопного состава в промежутке 0,4–1,2 млн л.н. Предварительно мы попытались восстановить исходную последовательность залегания ледяных слоёв, нарушенную в результате складкообразования. Один такой перевёрнутый слой, залегающий в интервале глубин 3318,3–3342,4 м (см. рис. 2), ранее был описан в работе [13]. Было показано, что, если этот интервал изотопного профиля перевернуть обратно, можно реконструировать практически ненарушенную последовательность климатических событий в конце 12-й — начале 11-й морских изотопных стадий (МИС12–МИС11).

Мы просканировали вновь измеренный детальный профиль изотопного состава атмосферного льда глубже 3342 м в поисках необычно резких изменений изотопного состава, которые могут указывать на перевёрнутые интервалы льда. При определении таких интервалов мы использовали два правила: а) каждому перевёрнутому интервалу должно соответствовать два резких скачка изотопного состава — в начале и в конце интервала; б) изотопные значения в начале/конце интервала должны соответствовать изотопным значениям в ненарушенных

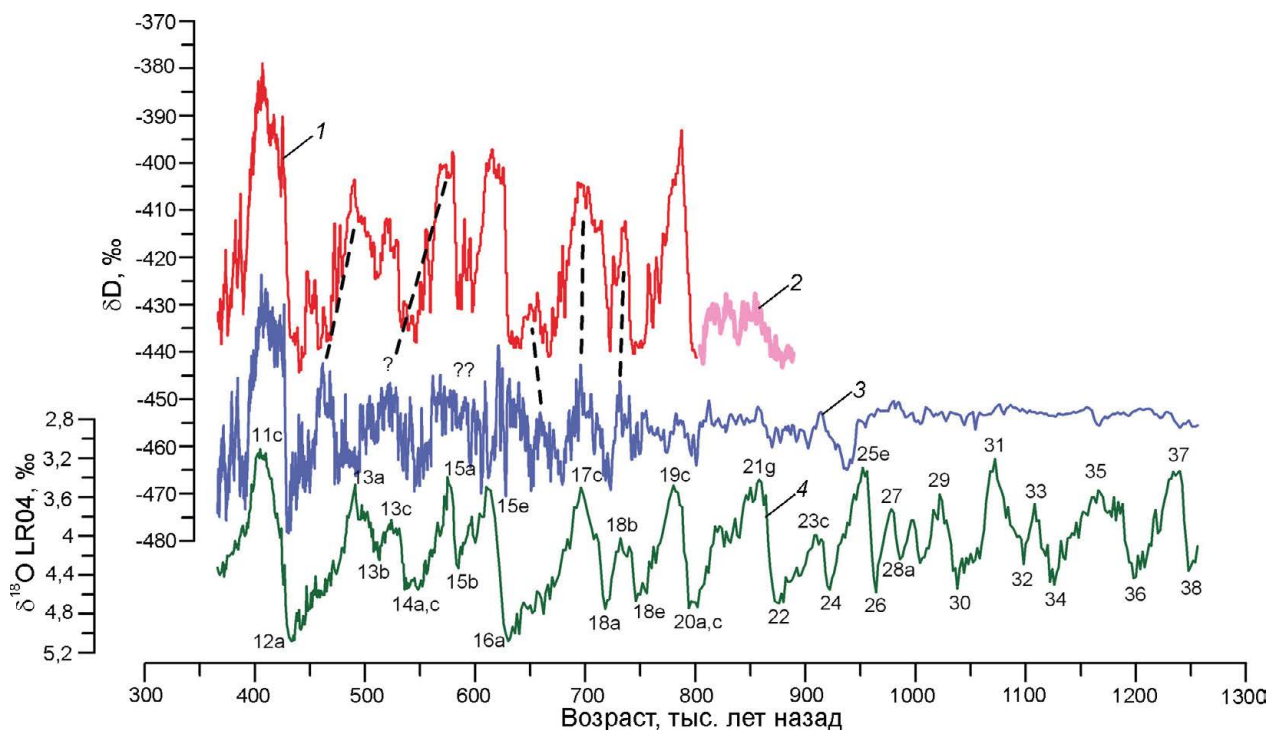


Рис. 5. Изменение изотопного состава антарктических ледяных кернов и морских донных осадков в интервале 0,37–1,26 млн лет.

1 – изотопный состав (концентрация дейтерия) по керну скважины EPICA DC в интервале 0,37–0,8 млн лет [21]; 2 – нарушенный изотопный сигнал в базальной части керна EPICA DC [22]; 3 – изотопный состав (концентрация дейтерия) в керне древнего льда станции Восток (настоящая работа); 4 – сводный климатический ряд по кернам морских донных осадков (шкала перевернута) [23]. Цифрами подписаны номера морских изотопных стадий (МИС)

Fig. 5. The variability of isotopic composition of Antarctic ice cores and marine sediments in time interval 0.37–1.26 Ma.

1 – isotopic composition (deuterium concentration) of EPICA DC ice core in interval 0.37–0.8 Ma [21]; 2 – disturbed isotopic signal in the bottom part of EPICA DC ice core [22]; 3 – isotopic composition (deuterium concentration) in Vostok old ice (this work); 4 – stacked climatic record from marine sediments (the scale is reversed) [23]. The numbers depict Marine Isotopic Stages (MIS)

слоях ледника после/до перевёрнутого интервала (например, в интервале 3318–3342 м изотопные значения на 3318 м соответствуют изотопным значениям на 3343 м, а значения на 3342 м – значениям на 3317 м). Таким образом, нам с большой степенью уверенности удалось выделить ещё три перевёрнутых интервала льда: 3381,5–3390,1 м; 3405,4–3430,6 м; 3447,1–3455,1 м (выделены серой заливкой на рис. 2). Кроме того, был выявлен ещё интервал 3462,1–3474,0 м (выделен тёмно-серой заливкой на рис. 2), в котором шесть слоёв с относительно лёгким (ледниковым) изотопным составом льда толщиной от 0,5 до 3 м (в среднем 1,2 м) перемежаются с пятью слоями с относительно тяжёлым (межледниковым) изотопным составом льда толщиной от 0,5 до 1,1 м (в среднем 0,9 м). Глубже 3474 м обнаружить подобные резкие изменения изотопного состава ледяного керна не удалось.

Мы восстановили исходную последовательность залегания ледяных слоёв, перевернув упомянутые выше четыре интервала льда между 3318 и 3455 м (интервал 3462–3474 м оставили нетронутым ввиду невозможности восстановить исходное залегание слоёв), и построили откорректированный таким образом изотопный ряд древнего льда с помощью временной шкалы GTSIII-Hydrate (рис. 5). Чётко видно, что характер изотопного сигнала (его форма и амплитуда) в древнем льду очень сильно меняется с глубиной/возрастом льда.

По-видимому, можно утверждать, что изотопные стадии МИС11–МИС13 (400–500 тыс. л.н.) практически полностью сохранились в керне станции Восток. Сдвиг климатической кривой на станции Восток, которая «отстаёт» от кривой керна EPICA DC примерно на 28 тыс. лет, легко объяснить погрешностью шкалы GTSIII-Hydrate – на

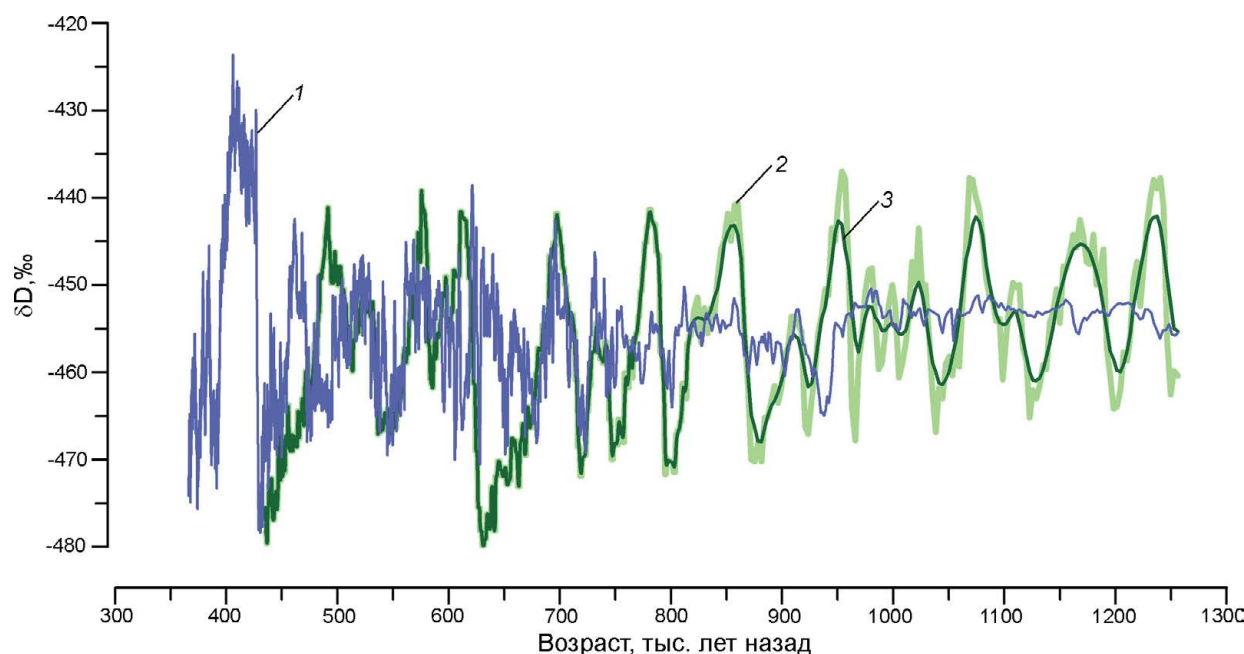


Рис. 6. Оценка влияния диффузионного сглаживания на временной ряд изотопного состава древнего льда по керну станции Восток.

1 – экспериментальные данные; 2 – суррогатный климатический изотопный ряд для станции Восток (см. текст); 3 – то же, что 2, но сглажено с помощью модели молекулярной диффузии. Кривые 2 и 3 показаны, начиная с возраста 435 тыс. лет, поскольку для более молодого льда они полностью совпадают с кривой 1

Fig. 6. Impact of diffusive smoothing on time-series of isotopic composition of Vostok old ice.

1 – experimental data; 2 – a surrogate climatic curve of Vostok ice isotopic composition (see text); 3 – same as 2, but smoothed with the use of molecular diffusion model. Curves 2 and 3 are shown starting from the age of 435 ka, since for the younger ice they completely coincide with curve 1

данном отрезке временной шкалы она составляет порядка ± 50 тыс. лет. Также в керне станции Восток можно видеть сильно искажённые остатки стадии МИС15a (560–580 тыс. л.н.). Стадии 15b–16a (590–640 тыс. л.н.) практически полностью разрушены. Ещё ниже можно видеть относительно неплохо сохранившиеся стадии 17c–18b (690–740 тыс. л.н.), но с заметно уменьшенной амплитудой. Наконец, лёд глубже 3500 м (возраст больше 750 тыс. лет) характеризуется сильно уменьшенной амплитудой, которая практически обращается в ноль в нижней части керна. Естественно, объяснить одним лишь перемешиванием ледяных слоёв в масштабе от метров до нескольких десятков метров такое искажение сигнала невозможно, поэтому далее мы рассмотрим влияние молекулярной диффузии на исходный сигнал.

Возможное изменение климатического сигнала древнего льда в результате диффузионного сглаживания. Проверим степень сглаживания начального климатического сигнала древнего льда по керну станции Восток в результате молекулярной диф-

фузии, используя представленную ранее модель диффузии. Для этого возьмём ожидаемый климатический сигнал в Центральной Антарктиде в интервале 0,4–1,2 млн л.н., сгладим его с помощью модели молекулярной диффузии и сравним с реально измеренным. В качестве суррогатного климатического сигнала по ледяному керну используем сводную морскую изотопную кривую (принимая во внимание тот факт, что климат Антарктиды по данным кернов и климат Земли по данным морских донных осадков обнаруживает исключительно тесную корреляцию на протяжении последних 800 тыс. лет [21]), масштабированную таким образом, чтобы воспроизвести амплитуду изотопного сигнала по керну станции Восток за промежуток времени 0–400 тыс. л.н. Полученные результаты представлены на рис. 6.

Как и следовало ожидать, влияние диффузии на предполагаемый изотопный сигнал практически незаметно для льда с возрастом менее 800 тыс. лет. Действительно, на глубине около 3500 м (возраст около 800 тыс. лет) длина диффузии составля-

ет порядка 12 см, тогда как 50-тысячелетнее климатическое колебание (между стадиями 18е и 20а) заключено здесь в слое льда толщиной примерно 6,4 м — т.е. уменьшение амплитуды, согласно формуле (1), составляет не более 1%. С глубиной/возрастом льда степень диффузионного сглаживания увеличивается и становится весьма существенной в нижней части ряда. Климатический цикл между МИС36 и МИС38 (1201–1249 тыс. л.н.) занимает слой льда толщиной около 185 см, где длина диффузии составляет уже порядка 19 см, т.е. амплитуда сигнала снижена более чем на 20%.

Очевидно, что объяснить наблюдаемое уменьшение амплитуды изотопного сигнала в древнем льду керна станции Восток только влиянием диффузии невозможно. Как отмечено в работе [15], реальная скорость молекулярной диффузии в базальном льду может существенно (более чем вдвое) превышать величины, полученные по модели диффузии в чистом льду, что объясняется дополнительной диффузией молекул в жидком слое на границе кристаллов при температуре выше -10°C . В нашем случае потребовалось бы нереально большое (многократное) увеличение длины диффузии для объяснения наблюдаемого ослабления сигнала в древнем льду. Чтобы проверить эту гипотезу, мы привлекли независимые дополнительные данные о величине диффузионного сглаживания изотопного сигнала в базальном льду станции Восток.

Экспериментальные данные об эффективной длине диффузии в базальном льду керна станции Восток. Для независимой оценки длины диффузии во льду можно использовать сопоставление ожидаемой амплитуды климатического сигнала с реально наблюдаемой амплитудой при условии, что сигнал не нарушен никакими другими процессами, кроме диффузии [15]. Для древнего льда станции Восток этот метод не подходит, так как естественное залегание слоёв нарушено складкообразованием, поэтому мы используем данные о резком изменении изотопного состава на границе разных типов льда.

В работе [24] проанализированы детальные изотопные данные в зоне перехода от атмосферного льда к конжеляционному льду оз. Восток на глубине 3538 м. Эти два типа льда характеризуются сильно различающимся изотопным составом, но переход между двумя типами льда не резкий, как можно было бы ожидать, а представляет собой переходную зону мощностью 40–50 см, что объясня-

ется диффузионным сглаживанием. Эффективная длина диффузии здесь составляет 7,6 см, что хорошо согласуется с возрастом древней части озёрного льда, составляющим порядка 40 тыс. лет.

Мы использовали аналогичный подход для оценки эффективной длины диффузии по резкому переходу от льда МИС11 ко льду МИС12 на глубине 3318 м (рис. 7). По детальному (с разрешением 1 см) изотопному профилю мы установили, что переход от МИС11 к МИС12 занимает порядка 40 см, от 3318,1 до 3318,5 м (см. рис. 7, б), причём характерный плавный вид кривой в зоне перехода указывает на влияние изотопной диффузии. Можно предположить, что сразу после образования складки, вызвавшей переворачивание слоя льда 3318–3342 м, переход между двумя типами льда был гораздо более резким. Действительно, данные о размере ледяных кристаллов в зоне перехода (см. рис. 7, а) указывают на очень резкий, почти мгновенный (на протяжении всего лишь 1 см) переход от крупнокристаллического льда МИС11 к мелкокристаллическому льду МИС12. Если мы представим изначальный изотопный профиль в виде ступенчатого графика (кривая 2 на рис. 7, б), то можно подобрать такую длину диффузии, которая наиболее точно объяснит наблюдаемый изотопный профиль. Расчёты показывают, что при длине диффузии 7,9 см наблюдается наилучшее соответствие между сглаженной начальной изотопной кривой (кривая 3 на рис. 7, б) и реальным изотопным профилем (кривая 1 на рис. 7, б).

Чтобы длина диффузии достигла такой величины при температуре льда на этой глубине -12°C , требуется порядка 100 тыс. лет. При этом необходимо также учесть сжатие слоёв, которое уменьшает эффективную длину диффузии. В реальности, чтобы длина диффузии l достигла 7,9 см, требуется существенно больше времени. Если учесть этот фактор, а также, что частица, имеющая в керне станции Восток возраст порядка 400 тыс. лет, опустилась в базальные слои ледника (где и претерпела складкообразование) не более 100–200 тыс. л.н. (см. рис. 5 в работе [20]), то максимальный размер длины диффузии составляет около 6,2 см. Таким образом, реальный размер длины диффузии примерно на 27% больше предсказанного теорией. Как уже отмечалось, результаты расчётов очень чувствительны к температуре, и можно получить хорошее согласование между моделью и экспериментальными данными, если до-

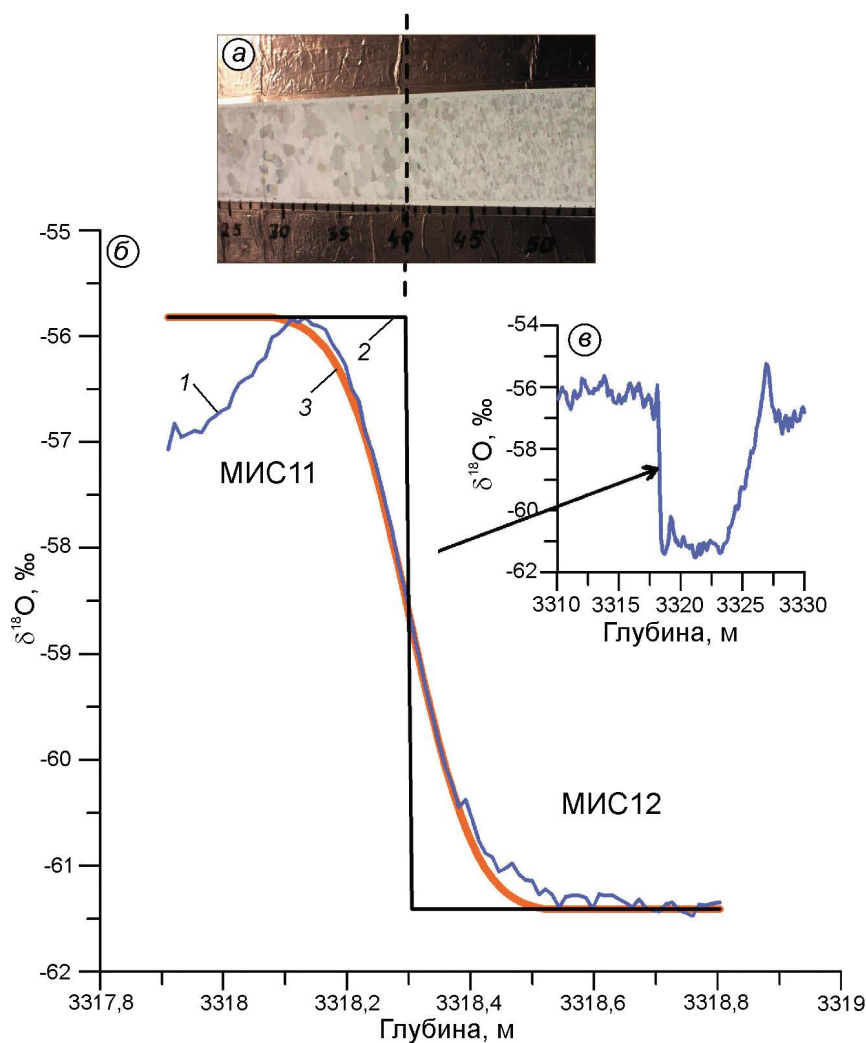


Рис. 7. Определение эффективной длины диффузии по данным о резком изменении изотопного состава керна древнего льда.

a — фото структуры льда в зоне перехода от МИС11 к МИС12 в поляризованном свете; *б* — детальный (с разрешением 1 см) изотопный профиль в зоне перехода от МИС11 к МИС12 (1), предполагаемый резкий переход между двумя типами льда до диффузии (2) и сглаженный предполагаемый профиль (3); *в* — 10-сантиметровый изотопный профиль в интервале 3310–3330 м. Стрелкой показан резкий переход от МИС11 к МИС12 (см. также рис. 2)

Fig. 7. Estimate of effective diffusion length based on data on sharp changes of isotopic composition in old ice.

a — photo of ice structure in transition zone from MIS11 to MIS12 in polarized light; *b* — detailed (with the resolution of 1 cm) isotopic profile in the transition zone from MIS11 to MIS12 (1), supposed sharp transition between two ice types before diffusion (2) and smoothed supposed profile (3); *c* — the 10-cm isotopic profile in interval 3310–3330 m. By arrow the sharp MIS11–MIS12 transition is shown (see also Fig. 2)

пустить, что частица льда провела более длительное время при более высокой температуре.

Наконец, можно использовать данные о короткопериодных колебаниях изотопного состава льда в интервале 3462–3474 м, которые образовались при сложном, вероятно многократном, перемешивании слоёв льда. Факт различимости этих слоёв по изотопному составу указывает на то, что вариации изотопного состава не были полностью стёрты диффузией, и это накладывает ограничения на максимально возможную длину диффузии. Самые узкие из этих слоёв имеют толщину порядка 0,5 м, при этом размах изотопного состава в них составляет около 15 ‰ (по дейтерию). Если предположить, что изначальный (сразу после образования складки) размах был равен около 30 ‰ (разница между ледниковым и межледниковым льдом в стадиях 15b–15e в кернах EPICA DC), то максимально возможная длина диффузии в этом льду не

превышает 9–10 см. Эта величина приблизительно совпадает со значением, предсказанным моделью диффузии. Таким образом, независимые экспериментальные данные показывают, что реальная длина диффузии по порядку величины совпадает с теоретически предсказанной и вряд ли отличается от последней более чем на 30%. Следовательно, во льду станции Восток отсутствует «дополнительная диффузия», которая ранее была обнаружена во льду керна EPICA DC [15].

Обсуждение

Анализ данных изотопного состава древнего льда станции Восток доказывает, что ни один из известных механизмов — ни складкообразование и перемешивание льда, ни молекулярная диффузия — не может в одиночку объяснить наблюда-

емые нарушения климатического сигнала. Изотопный профиль древнего льда в керне станции Восток — комбинация обоих факторов. По нашему мнению, общая схема формирования наблюдаемого изотопного профиля в древнем льду такова: приблизительно через 200–400 тыс. лет после отложения на поверхности ледника слои льда достигают его придонной части и претерпевают складкообразование, сопровождающееся переворачиванием отдельных слоёв льда и их перемешиванием. Этот процесс уменьшает период изотопных вариаций в вертикальном профиле изотопного состава, что облегчает задачу молекулярной диффузии по стиранию климатического сигнала, поскольку снижение амплитуды сигнала обратно пропорционально периоду колебаний, формула (1). При этом в толще древнего льда выделяются несколько зон, отличающихся характером и интенсивностью процессов.

1. *Глубина 3318–3390 м* — лёд сформирован во время МИС11–МИС13 (датировка GTSIII-Hydrate, вероятно, даёт заниженный возраст этого льда). Содержит два крупных перевёрнутых интервала льда. Если восстановить на этом участке разреза первоначальное залегание слоёв, то форма и амплитуда изотопного сигнала совпадут с ожидаемыми. Это указывает на малое влияние молекулярной диффузии и возможность практически полного восстановления исходного климатического сигнала.

2. *Глубина 3390–3462 м* — лёд эпох МИС14а–МИС15b. Образует две крупные складки. Восстановление первоначального залегания слоёв в этой части разреза не даёт возможности полностью реконструировать исходный сигнал. В частности, амплитуда сигнала остаётся меньше ожидаемой, что свидетельствует о мелкомасштабном перемешивании слоёв в сочетании с молекулярной диффузией.

3. *Глубина 3462–3474 м* — лёд эпохи МИС15е (?). В этом интервале наблюдаются признаки мелкомасштабного (от 0,5 до 3 м) перемешивания льда с последующим влиянием диффузии. Здесь возможно многократное появление в разрезе разновозрастных слоёв льда, подобно тому, как это наблюдалось в керне проекта NEEM в Гренландии [25]. Восстановление климатического сигнала проблематично.

4. *Глубина 3474–3502 м* — лёд эпох МИС16–МИС18. Крупномасштабных складок не выявлено, при этом есть доказательства мелкомасштабного (субметрового) перемешивания льда [10]. Амплитуда

сигнала заметно уменьшается к нижней границе интервала, что показывает возрастающую роль диффузии на фоне перемешивания слоёв. Климатический сигнал частично сохранён.

5. *Глубина 3502–3537 м* — лёд эпох МИС19–МИС38. Амплитуда сигнала в пределах интервала уменьшается практически до нуля. При условии эффективной длины диффузии здесь порядка 10–20 см это означает, что мощность слоёв разных климатических эпох после перемешивания не превышала 30–50 см. Восстановление климатического сигнала в этом интервале керна невозможно. Полученные здесь данные позволяют выявить лишь осреднённые за 50–100 тыс. лет значения изотопного состава льда. В частности, содержание тяжёлых изотопов показывает плавный рост с глубиной на протяжении указанного интервала, что косвенно подтверждает древний возраст залегающего здесь льда (такой же тренд наблюдается в изотопном составе морских донных осадков, см. кривую 4 на рис. 5). Отметим, что изотопный состав базальной части керна станции Восток соответствует среднему значению изотопного состава льда тёплых и холодных эпох, что отличает его от базальной части керна проекта EPICA DC, имеющей изотопный состав, типичный для льда холодных эпох (см. рис. 5 в работе [22]). В связи с этим привлекает внимание ярко выраженный «провал» изотопных значений на глубине 3521,6 м. Согласно шкале GTSIII-Hydrate, этот пик датируется возрастом 939 тыс. лет, но кривая морских донных осадков не демонстрирует соответствующего похолодания в среднем плейстоцене (кривая 4 рис. 5). Данный феномен требует более подробного изучения в будущем.

Настоящая работа касается только анализа изотопного состава льда, но полученные результаты частично можно экстраполировать и на другие характеристики ледяного керна. Наибольший интерес вызывает газовый состав экстрагированного из льда воздуха, в частности — содержание парниковых газов, так как получение информации об изменении концентрации этих газов в атмосфере в середине плейстоцена является основной при изучении древнего льда. Поскольку основное нарушение климатического сигнала связано со складкообразованием и перемешиванием слоёв, оно в равной степени будет относиться ко всем характеристикам льда. Естественно, будут нарушены и данные о газовом составе атмосферы. Вместе с тем, поскольку скорость диффузии мо-

лекул газа во льду ниже скорости диффузии молекул воды [26], сохранность сигнала в целом будет выше. Однако в наиболее интересном временном интервале — от 0,8 до 1,2 млн л.н. — вряд ли можно ожидать сохранения климатических циклов. Детальное измерение газового состава льда позволит надёжно определить средние многотысячелетние значения этого параметра 1–1,2 млн л.н.

Большой интерес вызывает изучение пылевого состава льда. Поскольку минеральные частицы во льду не подвержены диффузии, измерение их концентрации во льду с большим разрешением позволит уточнить датировку льда и определить масштаб перемешивания ледяных слоёв в тех интервалах керна, где вариации других характеристик уже стёрты диффузией.

Заключение и дальнейшие планы

В настоящей работе мы представили новый детальный (с разрешением 10 см) изотопный профиль керна древнего льда со станции Восток возрастом 0,4–1,2 млн лет. Для интерпретации изотопных данных нами была разработана модель изотопной диффузии и определено значение так называемой «длины диффузии». Показано, что климатический сигнал в этом льду нарушен комбинированным действием двух процессов — складкообразованием (которое сопровождается переворачиванием и перемешиванием слоёв) и молекулярной диффузией. Весь интервал древнего льда делится на пять зон, различающихся характером и интенсивностью этих процессов. В трёх из пяти этих зон климатический сигнал в некоторой степени сохранился и отчасти может быть восстановлен. В наиболее интерес-

ной и древней пятой зоне (лёд возрастом 0,75–1,2 млн лет) климатический сигнал практически полностью стёрт и едва ли может быть восстановлен. Вместе с тем изотопные ряды, полученные по кернам древнего льда со станции Восток, сохранили информацию о среднем уровне изотопного состава льда ледниковых и межледниковых эпох. Это позволяет выявлять и изучать продолжительные климатические тренды, превосходящие по своей длительности ледниковые циклы.

Дальнейшие планы исследований предусматривают повторное бурение интервала древнего льда (3300–3600 м) с целью получения непрерывного керна полного диаметра и его последующего детального анализа, который, помимо прочего, будет предусматривать анализ газового и пылевого составов керна с высоким разрешением по глубине (возрасту) льда. Более отдалённые планы — новый проект бурения льда в районе Купола В, откуда берёт начало линия тока, проходящая через станцию Восток, и где, предположительно, может залегать древний лёд, содержащий ненарушенный климатический сигнал [27]. В сезон 65-й РАЭ (январь 2020 г.) мы планируем выполнить первые полевые рекогносцировочные работы в районе Купола В, чтобы уточнить его местоположение и основные гляциоклиматические характеристики (среднюю многолетнюю температуру льда и скорость снегонакопления).

Благодарности. Авторы благодарят Российский научный фонд за финансовую поддержку (грант 18-17-00110).

Acknowledgements. The authors thank Russian Science Foundation for the financial support (grant 18-17-00110).

Литература

1. *Dahl-Jensen D.* Drilling for the oldest ice // *Nature Geoscience*. 2018. V. 11. P. 703–704.
2. *Willeit M., Ganopolski A., Calov R., Brovkin V.* Mid-Pleistocene transition in glacial cycles explained by declining CO₂ and regolith removal // *Sci. Adv.* 2019. V. 5: eaav7337. P. 1–8.
3. *Lüthi D., Le Floch M., Bereiter B., Blunier T., Barnola J.-M., Siegenthaler U., Raynaud D., Jouzel J., Fischer H., Kawamura K., Stocker T.F.* High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000–800,000 years before present // *Nature*. 2008. V. 453. P. 379–382.

References

1. *Dahl-Jensen D.* Drilling for the oldest ice. *Nature Geoscience*. 2018, 11: 703–704.
2. *Willeit M., Ganopolski A., Calov R., Brovkin V.* Mid-Pleistocene transition in glacial cycles explained by declining CO₂ and regolith removal. *Sci. Adv.* 2019, 5 (eaav7337): 1–8.
3. *Lüthi D., Le Floch M., Bereiter B., Blunier T., Barnola J.-M., Siegenthaler U., Raynaud D., Jouzel J., Fischer H., Kawamura K., Stocker T.F.* High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000–800,000 years before present. *Nature*. 2008, 453: 379–382.

4. Липенков В.Я., Екайкин А.А. В поисках древнейшего льда Антарктиды // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 2. С. 255–260. doi: 10.15356/2076-6734-2018-2-255-260.
5. Электронный ресурс: <https://www.beyondepica.eu/about/beyond-epica-drilling-phase/>.
6. Buizert C., Cuffey K.M., Severinghaus J.P., Baggenstos D., Fudge T.J., Steig E.J., Markle B.R., Winstrup M., Rhodes R.H., Brook E.J., Sowers T.A., Clow G.D., Cheng H., Edwards R.L., Sigl M., McConnell J.R., Taylor K.C. The WAIS Divide deep ice core WD2014 chronology – Part 1: Methane synchronization (68–31 kaBP) and the gas age–ice age difference // *Clim. Past*. 2015. V. 11. P. 153–173.
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. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2015-4-95-106>.
8. Lipenkov V.Ya., Salamatin A.N., Jiang W., Ritterbusch F., Bender M.L., Orsi A., Landais A., Uchida T., Ekaykin A.A., Raynaud D., Yang G.-M., Lu Z.-T., Chappellaz J. New ice dating tools reveal 1.2 Ma old meteoric ice near the base of the Vostok ice core // *Geophys. Research. Abstr.* 2019. V. 21. EGU2019–8505.
9. Souchez R., Jean-Baptist P., Petit J.R., Lipenkov V.Ya., Jouzel J. What is the deepest part of the Vostok ice core telling us? // *Earth-Science Reviews*. 2002. V. 60. P. 131–146.
10. Simoes J.C., Petit J.R., Souchez R., Lipenkov V.Ya., De Angelis M., Liu L., Jouzel J., Duval P. Evidence of glacial flour in the deepest 89 m of the Vostok ice core // *Annals of Glaciology*. 2002. V. 35. P. 340–346.
11. 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., Pepin 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.
12. Lipenkov V.Y., Ekaykin A.A., Polyakova E.V., Raynaud D. Characterization of subglacial Lake Vostok as seen from physical and isotope properties of accreted ice // *Phil. Trans. Royal Soc.* 2016. A374:20140303. <http://dx.doi.org/10.1098/rsta.2014.0303>.
13. Raynaud D., Barnola J.-M., Souchez R., Lorrain R., Petit J.R., Duval P., Lipenkov V.Ya. The record for marine isotopic stage 11 // *Nature*. 2005. V. 436. P. 39–40.
14. Johnsen S.J., Clausen H.B., Cuffey K.M., Hoffmann G., Schwander J., Creyts T. Diffusion of stable isotopes in polar firn and ice: the isotope effect in firn diffusion. In: *Physics of Ice Core Records* / Ed. T. Hondoh. Sapporo, Japan: Hokkaido University Press, 2000. P. 121–140.
15. Pol K., Masson-Delmotte V., Johnsen S., Bigler M., Cattani O., Durand G., Falourd S., Jouzel J., Minster B., Parrenin F., Ritz C., Steen-Larsen H.C., Stenni B. New MIS 19 EPICA Dome C high resolution deuterium data: Hints for a problematic preservation of climate variability at sub-millennial scale in the 'oldest ice' // *Earth and Planetary Science Letters*. 2010. V. 298. P. 95–103.
16. Johnsen S.J. Stable isotope homogenization of polar firn and ice // *Isotopes and Impurities in Snow and Ice*. 1977. № 118. P. 210–219.
4. Lipenkov V.Ya., Ekaykin A.A. Searching for Antarctica's oldest ice. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2018, 58 (2): 255–260. doi: 10.15356/2076-6734-2018-2-255-260. [In Russian].
5. <https://www.beyondepica.eu/about/beyond-epica-drilling-phase/>.
6. Buizert C., Cuffey K.M., Severinghaus J.P., Baggenstos D., Fudge T.J., Steig E.J., Markle B.R., Winstrup M., Rhodes R.H., Brook E.J., Sowers T.A., Clow G.D., Cheng H., Edwards R.L., Sigl M., McConnell J.R., Taylor K.C. The WAIS Divide deep ice core WD2014 chronology – Pt. 1: Methane synchronization (68–31 kaBP) and the gas age–ice age difference. *Clim. Past*. 2015, 11: 153–173.
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. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2015-4-95-106>.
8. Lipenkov V.Ya., Salamatin A.N., Jiang W., Ritterbusch F., Bender M.L., Orsi A., Landais A., Uchida T., Ekaykin A.A., Raynaud D., Yang G.-M., Lu Z.-T., Chappellaz J. New ice dating tools reveal 1.2 Ma old meteoric ice near the base of the Vostok ice core. *Geophys. Research. Abstr.* 2019, 21: EGU2019–8505.
9. Souchez R., Jean-Baptist P., Petit J.R., Lipenkov V.Ya., Jouzel J. What is the deepest part of the Vostok ice core telling us? *Earth-Science Reviews*. 2002, 60: 131–146.
10. Simoes J.C., Petit J.R., Souchez R., Lipenkov V.Ya., De Angelis M., Liu L., Jouzel J., Duval P. Evidence of glacial flour in the deepest 89 m of the Vostok ice core. *Annals of Glaciology*. 2002, 35: 340–346.
11. 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., Pepin 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.
12. Lipenkov V.Y., Ekaykin A.A., Polyakova E.V., Raynaud D. Characterization of subglacial Lake Vostok as seen from physical and isotope properties of accreted ice. *Phil. Trans. R. Soc.* 2016. A374: 20140303. <http://dx.doi.org/10.1098/rsta.2014.0303>.
13. Raynaud D., Barnola J.-M., Souchez R., Lorrain R., Petit J.R., Duval P., Lipenkov V.Ya. The record for marine isotopic stage 11. *Nature*. 2005, 436: 39–40.
14. Johnsen S.J., Clausen H.B., Cuffey K.M., Hoffmann G., Schwander J. and Creyts T. Diffusion of stable isotopes in polar firn and ice: the isotope effect in firn diffusion. *Physics of Ice Core Records*. Ed. Hondoh T. Sapporo, Japan: Hokkaido University Press, 2000: 121–140.
15. Pol K., Masson-Delmotte V., Johnsen S., Bigler M., Cattani O., Durand G., Falourd S., Jouzel J., Minster B., Parrenin F., Ritz C., Steen-Larsen H.C. and B. Stenni. New MIS 19 EPICA Dome C high resolution deuterium data: Hints for a problematic preservation of climate variability at sub-millennial scale in the 'oldest ice'. *Earth and Planetary Science Letters*. 2010, 298: 95–103.
16. Johnsen S.J. Stable isotope homogenization of polar firn and ice. *Isotopes and Impurities in Snow and Ice*. 1977, 118: 210–219.

17. *Ramseier R.O.* Self-diffusion in ice monocrystals // CRREL research reports. 1967. V. 232. P. 1–40.
18. *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 // *Clim. Past.* 2013. V. 9. P. 1715–1731.
19. *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). In: *Physics of Ice Core Records* / Ed. T. Hondoh. Sapporo, Japan: Hokkaido University Press., 2009. P. 167–194.
20. *Tsyganova E.A., Salamatin A.N.* Non-stationary temperature field simulations along the ice flow line «Ridge B – Vostok Station», East Antarctica // *МГИ.* 2004. V. 97. P. 57–70.
21. *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. № 5839. P. 793–796.
22. *Tison J.-L., de Angelis M., Littot G., Wolff E., Fischer H., Hansson M., Bigler M., Udisti R., Wegner A., Jouzel J., Stenni B., Johnson S., Masson-Delmotte V., Landais A., Lipenkov V., Loulergue L., Barnola J.-M., Petit J.-R., Delmonte B., Dreyfus G., Dahl-Jensen D., Durand G., Bereiter B., Schilt A., Spahni R., Pol K., Lorrain R., Souchez R., Samyn D.* Retrieving the paleoclimatic signal from the deeper part of the EPICA Dome C ice core // *The Cryosphere.* 2015. V. 9. P. 1633–1648. doi: 10.5194/tc-9-1633-2015.
23. *Lisiecki L.E., Raymo M.E.* A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records // *Paleoceanography.* 2005. V. 20. PA1003. P. 1–17. doi: 10.1029/2004PA001071.
24. *Ekaykin A.A., Lipenkov V.Ya., Petit J.R., Johnsen S.J., Jouzel J., Masson-Delmotte V.* Insights into hydrological regime of Lake Vostok from differential behavior of deuterium and oxygen-18 in accreted ice // *Journ. of Geophys. Research.* 2010. V. 115. C05003. P. 1–14.
25. *NEEM community members.* Eemian interglacial reconstructed from a Greenland folded ice core // *Nature.* 2013. V. 493. P. 489–494.
26. *Bereiter B., Fischer H., Schwander J., Stocker T.F.* Diffusive equilibration of N_2 , O_2 and CO_2 mixing ratios in a 1.5-million-years-old ice core // *The Cryosphere.* 2014. V. 8. P. 245–256.
27. *Skakun A.A., Lipenkov V.Ya., Parrenin F., Ritz C., Popov S.V.* On the availability of old meteoric ice in the vicinity of Dome B, East Antarctica // *Geophys. Research. Abstracts.* 2019. V. 21. EGU2019–11315.
17. *Ramseier R.O.* Self-diffusion in ice monocrystals. CRREL research reports. 1967, 232: 1–40.
18. *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. *Clim. Past.* 2013, 9: 1715–1731.
19. *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, Japan: Hokkaido University Press, 2009: 167–194.
20. *Tsyganova E.A. and Salamatin A.N.* Non-stationary temperature field simulations along the ice flow line «Ridge B – Vostok Station», East Antarctica. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy.* Data of Glaciological Studies. 2004, 97: 57–70.
21. *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 (5839): 793–796.
22. *Tison J.-L., de Angelis M., Littot G., Wolff E., Fischer H., Hansson M., Bigler M., Udisti R., Wegner A., Jouzel J., Stenni B., Johnson S., Masson-Delmotte V., Landais A., Lipenkov V., Loulergue L., Barnola J.-M., Petit J.-R., Delmonte B., Dreyfus G., Dahl-Jensen D., Durand G., Bereiter B., Schilt A., Spahni R., Pol K., Lorrain R., Souchez R., Samyn D.* Retrieving the paleoclimatic signal from the deeper part of the EPICA Dome C ice core. *The Cryosphere.* 2015, 9: 1633–1648. doi: 10.5194/tc-9-1633-2015.
23. *Lisiecki L.E., Raymo M.E.* A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography.* 2005, 20 (PA1003): 1–17. doi: 10.1029/2004PA001071.
24. *Ekaykin A.A., Lipenkov V.Ya., Petit J.R., Johnsen S.J., Jouzel J., Masson-Delmotte V.* Insights into hydrological regime of Lake Vostok from differential behavior of deuterium and oxygen-18 in accreted ice. *Journ. of Geophys. Research.* 2010, 115 (C05003): 1–14.
25. *NEEM community members.* Eemian interglacial reconstructed from a Greenland folded ice core. *Nature.* 2013, 493: 489–494.
26. *Bereiter B., Fischer H., Schwander J., Stocker T.F.* Diffusive equilibration of N_2 , O_2 and CO_2 mixing ratios in a 1.5-million-years-old ice core. *The Cryosphere.* 2014, 8: 245–256.
27. *Skakun A.A., Lipenkov V.Ya., Parrenin F., Ritz C., Popov S.V.* On the availability of old meteoric ice in the vicinity of Dome B, East Antarctica. *Geophys. Research. Abstr.* 2019, 21: EGU2019–11315.

Моделирование динамики приливного ледника Ханса (Шпицберген) на основе стохастической модели

© 2019 г. А.В. Кислов^{1*}, А.Ф. Глазовский²

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

²Институт географии РАН, Москва, Россия

*avkisllov@mail.ru

Simulation of the dynamics of the Hansbreen tidal glacier (Svalbard) based on the stochastic model

A.V. Kislov^{1*}, A.F. Glazovsky²

¹Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; ²Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

*avkisllov@mail.ru

Received April 5, 2019 / Revised May 29, 2019 / Accepted June 13, 2019

Keywords: *modeling, Svalbard, tidal (tidewater) glacier, the Fokker-Planck equation, the Langevin equation.*

Summary

The dynamics of the Hansbreen tidal glacier (Svalbard) is manifested at different time scales. In addition to the long-term trend, there are noticeable inter-annual fluctuations. And the last ones are precisely the subject of this work. Based on general conclusions of the theory of temporal dynamics of the massive inertial objects, the observed inter-annual changes in the length of the glacier can be explained as a result of the accumulation of anomalies of the heat fluxes and water flows. In spite of the fact that the initial model of glacier dynamics is deterministically based on the physical law of conservation of ice mass (the so-called the «minimal model» was used), the model of length change is interpreted as stochastic. From this standpoint, it is the Langevin equation, which includes the effect of random temperature anomalies that can be interpreted as a white noise. From a mathematical point of view, this process is analogous to Brownian motion, i.e. the length of the Hansbreen glacier randomly fluctuates in the vicinity of its stable equilibrium position. Based on the Langevin equation, we passed to the Fokker–Planck equation, the solution of which allowed us to obtain the distribution function of the probabilities of inter-annual fluctuations of glacier length, which is close to the normal law. It was shown that the possible range of the variability covers the observed interval of the length fluctuations. The pdf is close to normal distribution.

Citation: Kislov A.V., Glazovsky A.F. Simulation of the dynamics of the Hansbreen tidal glacier (Svalbard) based on the stochastic model. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2019. 59 (4): 452–459. [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-4-441>.

Поступила 5 апреля 2019 г. / После доработки 29 мая 2019 г. / Принята к печати 13 июня 2019 г.

Ключевые слова: *моделирование, приливный ледник, уравнение Ланжевена, уравнение Фоккера–Планка, Шпицберген.*

Для моделирования межгодовой динамики длины ледника Ханса на Шпицбергене использована «минимальная модель», интерпретируемая как стохастическое уравнение Ланжевена с переходом к уравнению Фоккера–Планка. Получена формула, выражающая дисперсию колебаний длины ледника в зависимости от его параметров. Сопоставление расчётов с данными наблюдений позволило получить хорошие результаты.

Введение

Ледник Ханс — приливный ледник длиной около 15 км, стекающий в залив Хорнсунн в южной части о. Шпицберген и занимающий площадь 56,7 км² в интервале высот от 0 до 500 м. Его язык шириной 2,5 км оканчивается в море ледяным фронтом протяжённостью 1,5 км, продуцирующим айсберги. Толщина льда на фронте — около 100 м, из которых примерно половина находится ниже уровня моря. Макси-

мальная толщина ледника достигает 400 м [1]. На расстоянии 4 км от фронта ложе ледника имеет обратный уклон и на протяжении 10 км лежит ниже уровня моря. Ледник имеет поли-термическое строение, а толщина верхнего слоя холодного льда изменяется от 20 до 90 м. Выше фирновой линии этот слой исчезает.

Ледник Ханс исследуется с конца XIX в. За это время он сократился примерно на 3,5 км (по данным [2]). Систематические детальные наблюдения за положением конца ледника Ханс на-

чались в 1980-х годах. Было показано, что динамика фронта имеет чёткое сезонное поведение: максимум откола айсбергов наблюдается в августе–ноябре, тогда как в весеннее время (февраль–июнь) фронт ледника продвигается, а отёл практически отсутствует [3, 4]. Полученные данные позволили нам оценить среднеквадратическое отклонение межгодовых изменений фронта, которое за период с 1982 по 2016 г. составило около 114 м.

Наблюдения за поверхностным балансом массы ледника ведутся с 1989 г. Согласно этим данным, средний зимний баланс составляет +0,96 м вод. экв., летний равен –1,31 м вод. экв., а средний чистый баланс – –0,33 м вод. экв., но характеризуется большой межгодовой изменчивостью [2]. Потеря массы из-за отёла вносит значительный вклад в общий баланс массы и по расчётам за 2000–2008 гг. равнялась –0,40 м вод. экв., с максимумом –0,85 вод. экв. в 2008/09 балансовом году. Таким образом, общий средний годовой баланс оценивается величиной около –0,8 м вод. экв. Средняя высота границы питания составляла около 370 м, для неё характерна большая межгодовая изменчивость в пределах от 500 до 260 м в течение последних 20 лет наблюдений [4].

Имеющиеся длинные ряды наблюдений на этом леднике уже использовались исследователями для оценки разных моделей отступления приливного ледника и механизмов, регулирующих его отёл и положение фронта [3, 5, 6]. С разной степенью детальности рассматривались такие факторы, как изменения климатических условий, особенности геометрии ложа ледника, температура прилегающих вод, ледовитость фьорда. Особенность подхода, используемого в настоящей статье, – развитие направления, связанного с моделированием. Эволюция ледника определяется балансом его массы (аккумуляцией, абляцией и айсберговым стоком) и особенностями движения. В настоящее время созданы успешно развиваемые модели, построенные на основе трёхмерной динамики вязко-пластичного тела (см., например, [7]). Однако этот подход сложен для реализации из-за отсутствия надёжной информации о параметрах ледника (распределения плотности вещества в теле ледника; его состояние: вода–снег–фирн–лёд; данные о компонентах тензора напряжений и др.), а также об особенностях горных пород, подстилающих ледник, и

рельефа, которые неодинаковы вдоль профиля и по разному меняются от одного ледника другому.

В меньшей степени от деталей механики движения зависит долгопериодная (межгодовая) эволюция ледника. Здесь на первый план выходит согласованность бюджета массы и динамики льда, приводящая ледник к определённому равновесному профилю. При этом объём ледника, его протяжённость и мощность связаны между собой простыми соотношениями и возможно построение моделей, которые иногда называют из-за их упрощённости «минимальными моделями» [8]. В этом случае возможно интегральное, т.е. не имеющее пространственного разрешения описание ледника, основной параметр которого – длина ледника L . Для более коротких флуктуаций (например, сезонных) роль механики льда становится очень важной, поэтому для моделирования поведения ледника необходимы детальные модели вместе с заданным его исходным состоянием.

Следуя работе [8], рассмотрим модель однородного (по плотности) ледника на склоне с постоянным наклоном ν . Положение склона вдоль горизонтальной координаты x задаётся как $b_0 - \nu x$, где b_0 – высота верхней границы ледника. Будем считать, что климатический баланс массы представлен линейной зависимостью от высоты границы питания E с коэффициентом пропорциональности β . Данная аппроксимация сразу сужает применимость реализованного далее подхода, поскольку такого рода закон характерен не для всех ледников. Принципиальная позиция теории состоит в том, что ледник всегда имеет равновесный профиль. Это означает, в частности, что длина ледника и средняя толщина ледника связаны соотношением $H_m = \alpha L^{1/2} / (1 + \mu \nu)$, в котором α , ν и μ – эмпирические параметры конкретного ледника. Параболический характер этой функции мотивируется, например, в исследовании [9]. При таких условиях уравнение баланса массы трансформируется в уравнение, описывающее длину ледника [8]. Это очень удобно, так как возможно прямое сопоставление результатов расчётов с данными наблюдений.

В данном уравнении воздействие на динамику ледника потоков тепла и влаги (внешние воздействия) сосредоточено в вариациях высоты границы питания E , а учёт айсбергового стока параметризован таким образом, что расход льда в море на фронте ледника пропорционален глу-

бине воды перед ним (с коэффициентом пропорциональности c , имеющим размерность год^{-1} [8]) и толщине ледника на фронте, которая может быть выражена через среднюю толщину ледника как kH_m (в рассматриваемых условиях ледника Ханса $k = 0,45$). Согласно измерениям, айсберговые потери эквивалентны дополнительным потерям в среднем по всей поверхности около 0,9 м льда в год, что при длине ледника 15 км соответствует $13\,500 \text{ м}^2/\text{год}$. Полагая, как и ранее, ледник одномерным образованием, расположенным на склоне с постоянным наклоном, запишем выражение, характеризующее отток массы за счёт образования айсбергов следующим образом: $F = ckH_m(b_0 - \nu L)$; для ледника Ханса $c = 1 \text{ год}^{-1}$. Несмотря на различный физический смысл, константы входят в данное выражение в виде произведения, поэтому фактически речь идёт об одной величине ck .

Переход от уравнения баланса массы к уравнению для L приводит к следующему выражению [8]:

$$\frac{dL}{dt} = -\frac{2(1+\mu\nu)}{3\alpha} \left[-\frac{1}{2}\beta\nu L^{\frac{3}{2}} + \frac{\alpha\beta - \alpha\nu ck}{1+\mu\nu} L + \beta(b_0 - E)L^{\frac{1}{2}} + \frac{\alpha b_0 ck}{1+\mu\nu} \right]. \quad (1)$$

Уравнение (1) может рассматриваться как базовое выражение для различных задач. Однако для его использования необходимо дать определение величины E . С этой целью использованы разные подходы, приводившие к различным постановкам задачи. Так, применение априорно задаваемых вариаций высоты линии равновесия в специальной форме позволило воспроизвести сложное поведение, характеризующее бифуркационной диаграммой, что было использовано для объяснения тысячелетних циклических вариаций ледника за время голоцена [5]. В этой же работе численно решена задача прогноза динамики ледника в XXI в. Этот «внешний» эффект введён в данное уравнение в следующем виде: предполагалось, что до середины XIX в. изменения отсутствуют, а затем включается линейный тренд (призванный отразить эффект нарастающего глобального потепления), на который дополнительно накладываются хаотические флуктуации, аппроксимируемые функцией нормального распределения. В такой форме был дан прогноз длины ледника при изменениях климата XXI в.

В работах [10–12] анализировался ледник, полностью расположенный на суше. Функция

$E = E(t)$, активирующая его динамику, задавалась в форме случайного процесса как белый шум. За счёт этого уравнение (1) переходило в разряд стохастического дифференциального уравнения (уравнения Ланжевена), описывающего случайный процесс Орнштейна–Уленбека с поиском функции распределения вероятности. При этом параметры данной функции определялись, исходя из детерминированных принципов закона сохранения массы, отражением которого служит уравнение (1). В ряде работ также использована идея вычисления вариаций потоков тепла и влаги в форме белого шума, однако в этих случаях параметры поведения ледника определялись на основе статистического анализа [8]. В работе [13] уравнение эволюции приливного ледника также рассматривается как стохастическое, однако математическая модель создана на основе так называемого управляющего уравнения, применяемого к описанию марковского процесса.

Акцент в настоящей статье сделан на исследовании межгодовой изменчивости длины приливного ледника Ханса. В рамках стохастического подхода предложена стационарная модель, причём предполагается, что вариации фронта ледника имеют сходную статистику с теми, которые в реальности происходили на фоне упомянутого ранее тренда. Это обстоятельство позволяет решить вопрос о верификации модельных данных на основе результатов наблюдений. Предлагаемая в данной работе модель позволяет оценить важные свойства динамики ледника, используя набор его параметров, что может найти практическое применение в гляциологии для оценки значимости колебаний ледников при изменениях климата.

Анализ положения равновесия ледника

Запишем уравнение (1) в более удобной форме, сделав замену переменных $L^{1/2} = y$:

$$\frac{dy}{dt} = \frac{1+\mu\nu}{3\alpha} \left[-\frac{1}{2}\beta\nu y^2 + \frac{\alpha\beta - \alpha\nu ck}{1+\mu\nu} y + \beta(b_0 - E) + \frac{\alpha b_0 ck}{(1+\mu\nu)y} \right]. \quad (2)$$

Для ледника Ханса использованы следующие параметры: $L_0 = 15\,000 \text{ м}$ ($y_0 = 122,5 \text{ м}^{1/2}$), $\alpha = 3 \text{ м}^{1/2}$, $\beta = 0,006 \text{ год}^{-1}$, $\mu = 10$, $\nu = 0,023$, $b_0 = 2\,40 \text{ м}$, $ck = 0,45 \text{ год}^{-1}$. Чтобы исследовать равновесное состояние, рассмотрим усло-

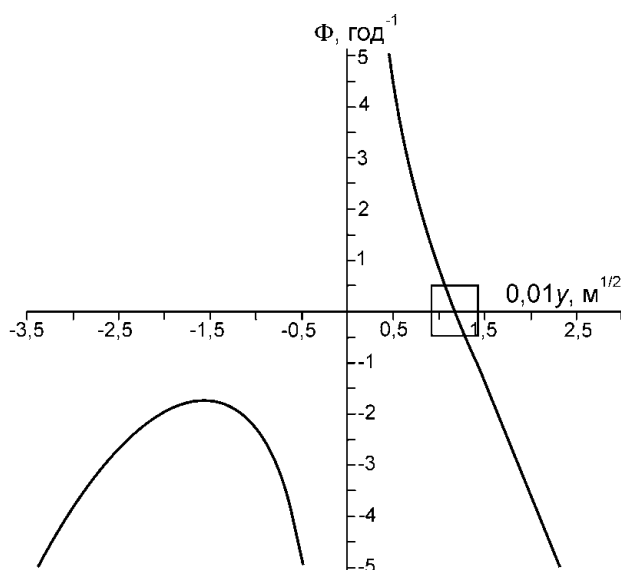


Рис. 1. График функции $\Phi(y) = 0$, построенный в системе Advanced Grapher.

Для рассматриваемой задачи имеет смысл только фрагмент функции внутри области, выделенной прямоугольником

Fig. 1. The graph of the function $\Phi(y) = 0$ generated by the Advanced Grapher.

For the problem under consideration, only a fragment of the function within the rectangle area makes sense

вие $dy/dt = 0$. Приравняем к нулю правую часть уравнения (2), которую обозначим как $\Phi(y)$. График этой функции при заданных параметрах (и при предположении, что $E \sim b_0$) приведён на рис. 1. Состояние равновесия достигается при $y_s = 118 \text{ м}^{1/2}$, в окрестностях которой функция $\Phi(y)$ убывает практически линейно. Разложим эту функцию в степенной ряд в малой окрестности y_s : $\Phi(y) \approx \Phi(y_s) + \Phi'(y_s)\delta y$. Поскольку $\Phi(y_s) = 0$, поведение $\Phi(y)$ определяется производной, знак которой отрицателен.

Таким образом, применённый метод малых возмущений показывает, что стационарная позиция y_s есть устойчивое положение равновесия, т.е. при заданном наборе параметров ледник стремится иметь эту длину (отметим, что y_s близко к y_0). Поэтому можно предположить, что флуктуации теплового и водного баланса, которые в следующем разделе будут трактоваться как «внешние случайные аномалии», хаотически «раскачивают» ледник около данного положения равновесия. Эти отклонения характеризуются, по-видимому, некоторой функцией распределения вероятности. В следующих разделах ставится и решается задача её определения.

Переход к модели стохастической динамики ледника

Уравнение (2) можно существенно упростить, если учесть, что ежегодные вариации длины ледников весьма малы по сравнению с его средними размерами. Действительно, как было показано во Введении, вариации фронта ледника измеряются десятками метров, что составляет порядка 1% его длины. В этом случае уравнение (2) может быть линеаризовано относительно среднего (равновесного) значения, т.е. принимается, что $y = y_0 + \Delta y$ и $E = E_0 + \delta E$. Отметим, что малость изменений в данном случае представляется естественным, физически обоснованным условием, поскольку это подразумевает, что, несмотря на изменения, мы продолжаем работать с тем же объектом. В этом случае, после некоторых преобразований, имеем

$$\frac{d\Delta y}{dt} = - \left[\frac{1+\mu\nu}{3\alpha} \beta \nu y_0 - \frac{\beta}{3} + \frac{\nu c k}{3} + \frac{b_0 c k}{3 y_0^2} \right] \Delta y - \frac{(1+\mu\nu)\beta E_*}{3\alpha} z(t). \quad (3)$$

Здесь использовано представление $\delta E = E_* z(t)$, в котором первый сомножитель определяет масштаб нормированных безразмерных флуктуаций $z(t)$. Обозначим выражение в квадратных скобках как λ . При заданных параметрах (см. ранее) $\lambda = 0,0062 \text{ год}^{-1}$, тогда λ^{-1} равно ~ 160 лет. Это – характерное время динамики ледника. Введём новую переменную $x = \Delta y/y_0$. Обозначив множитель перед $z(t)$ (поделённый на y_0) в формуле (3) как g , перепишем уравнение (3) в сокращённой форме:

$$\frac{dx}{dt} = -\lambda x - g z(t). \quad (4)$$

В уравнении (4) нестабильность высоты линии равновесия, вызванная совместным влиянием составляющих теплового и водного балансов, порождает короткопериодные разнознаковые вариации длины ледника, временная изменчивость которых характеризуется функцией $z(t)$. Их статистическое поведение определяется автокорреляционной функцией (рис. 2). Данная функция сразу, на годовом сдвиге, уходит в ноль и дальше остаётся внутри статистически незначимого диапазона значений. Это означает, что связность флуктуаций не превышает одного года. Следовательно, при рассмотрении долговременной многолетней динамики ледника ряд годовых

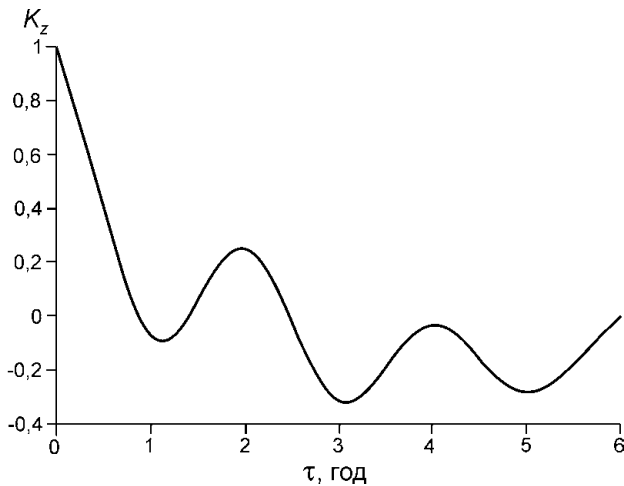


Рис. 2. Автокорреляционная функция K_z годовых приращений фронта ледника Ханс, построенная по ряду наблюдений с 1982 по 2016 г. с пропусками нескольких лет

Fig. 2. Autocorrelation function K_z of annual increments of the Hansbreen front, based on observations from 1982 to 2016, with omissions of several years

приращений может быть аппроксимирован так называемым дельта-коррелированным процессом (фурье-образ которого – спектр так называемого белого шума) с корреляционной функцией

$$K_z(\tau) = \langle z(t + \tau)z(t) \rangle = 2D_z \delta(\tau), \quad (5)$$

где $\delta(\tau)$ – дельта-функция; D_z – величина, традиционно называемая коэффициентом диффузии и определяемая в этом случае как

$$D_z = \sigma_z^2 \tau_z, \quad (6)$$

где σ_z^2 – дисперсия процесса $z(t)$; τ_z – время его корреляции, причём, как только что было установлено, $\tau_z = 1$ год.

Поскольку $\tau_z \ll \lambda^{-1}$, это означает, что ледник из-за большой инерционности не успевает подстраиваться под каждую аномалию и эффекты запаздывания реакции приводят к «накоплению» эффектов, в результате чего происходит медленное (с характерным временем λ^{-1}) приспособление к статистическому режиму флуктуаций. Спектр медленных изменений имеет своеобразную форму так называемого красного шума. Уравнение (4), рассматриваемое вместе с условием (5), трактуется как стохастическое дифференциальное уравнение Ланжевена. Изначально оно было получено для описания броуновского движения, однако математический аппарат при-

менем к различным задачам, в том числе и к задачам геофизики и географии [10, 11, 14–16].

Как известно, явления, описываемые уравнением Ланжевена, можно рассмотреть и с точки зрения уравнения Фоккера–Планка, применяемого для характеристики плотности вероятности $p(x, t)$ [15, 16]. В данном конкретном случае получаем:

$$\frac{\partial p(x, t)}{\partial t} - \lambda \frac{\partial x p(x, t)}{\partial x} = D_z g^2 \frac{\partial^2 p(x, t)}{\partial x^2}.$$

Рассмотрим стационарное решение (при $\partial p(x, t)/\partial t = 0$), отражающее ситуацию, в которой накопленная сумма случайных воздействий разных знаков уравновешена медленной динамикой ледника. В результате интегрирование приводит к решению в виде функции Гаусса (7), причём вычисление постоянной интегрирования получается из определения плотности вероятности $\int_{-\infty}^{\infty} p(x) dx = 1$:

$$p(x) = \frac{1}{\sigma_x \sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{x^2}{2\sigma_x^2}\right); \quad (7)$$

$$\sigma_x = \sqrt{\frac{D_z g^2}{\lambda}}. \quad (8)$$

Формула (8) может быть получена из решения уравнения (4) с условиями (5) и (6) [10]: в рассматриваемом стационарном случае стандартное отклонение не зависит от времени и динамика имеет характер установившихся нерегулярных флуктуаций вблизи положения равновесия. Согласно формуле (8), требуется, чтобы λ было > 0 . Однако, поскольку λ собирается как комбинация различных величин, часто получаемых разными коллективами исследователей, это условие положительной определённости не всегда может автоматически выполняться. Поэтому согласование параметров, устанавливаемое неравенством $\lambda \equiv \frac{1 + \mu\nu}{\alpha} \beta \nu y_0 - \beta + \nu ck + \frac{b_0 ck}{y_0^2} > 0$, представляется принципиально важным.

Для определения коэффициента диффузии требуется знать многолетнее поведение вариаций границы питания. Такой информации нет, но приблизительно можно определить вариации высоты δE через известные изменения температуры с высотой H . Действительно, задавая про-

филь температуры в виде $T = \gamma H + C$ (γ примем равным 0,005 К/м, что соответствует типичным значениям градиента температуры воздуха в высоких широтах в морском климате [17]), получим: $\sigma_T \sim \gamma \sigma_{\delta E}$ и $\sigma_{\delta E} \sim \gamma^{-1} \sigma_T$. Принимая $\sigma_T = 1$ К, получим, что $\sigma_z \sim \sigma_{\delta E}/E_* = 1$. Данный подход, когда температурные вариации вдоль горного склона заменяются изменениями температуры в свободной атмосфере, может быть принят только в первом приближении. Тем не менее, он использован в работах [8, 12], причём в последней работе, кроме данного подхода, использованы два других метода и все они дали близкие и достаточно разумные результаты.

Имея в виду параметры ледника Ханса (см. ранее), получено, что $\sigma_x^2 = 0,0072$. Чтобы перейти к размерной величине стандартного отклонения длины ледника, необходимо рассчитать $\sigma_x^2 y_0^2$. Эта величина получилась равной 108 м. Сопоставление этого теоретического результата с представленной во Введении величиной стандартного отклонения, рассчитанной по данным измерений, позволяет констатировать их очень хорошее соответствие. Формулы (7) и (8), записанные для распределения вероятности нормированных значений, могут быть применены к различным ледникам. Конечно, для этого необходимо в каждом конкретном случае задать их индивидуальные параметры.

Функция распределения вероятности длины ледника Ханса

Зная функцию распределения $p(x)$, можно, используя стандартные методы теории вероятностей, получить выражение для $p(L)$. При этом принимается во внимание связь аргументов этих функций: поскольку $x = (\sqrt{L} - \sqrt{L_0})/\sqrt{L_0}$, то $L = L_0(x + 1)^2$ и $x_{1,2} = -1 \pm \sqrt{L/L_0}$. В результате имеем:

$$p(L) = \frac{1}{2\sigma_x \sqrt{2\pi L_0 L}} \left\{ \exp \left[-\frac{\left(\sqrt{\frac{L}{L_0}} + 1 \right)^2}{2\sigma_x^2} \right] + \exp \left[-\frac{\left(\sqrt{\frac{L}{L_0}} - 1 \right)^2}{2\sigma_x^2} \right] \right\}.$$

Расчёты показывают, что первое слагаемое в фигурных скобках этой формулы на много по-

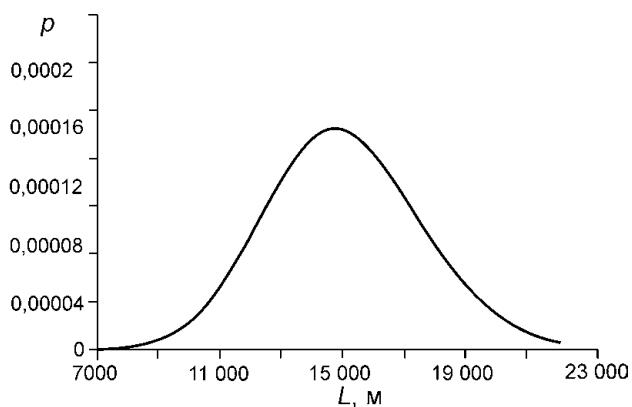


Рис. 3. Функция распределения вероятности p длины L , м, ледника Ханс в стационарных условиях

Fig. 3. Probability distribution function p of the Hansreen length L , m, in stationary conditions

рядков меньше второго, поэтому итоговая формула имеет следующий вид:

$$p(L) = \frac{1}{2\sigma_x \sqrt{2\pi L_0 L}} \left\{ \exp \left[-\frac{\left(\sqrt{\frac{L}{L_0}} - 1 \right)^2}{2\sigma_x^2} \right] \right\}.$$

На рис. 3 показана функция $p(L)$. Её экстремум близок к позиции устойчивого равновесия, отклонения от которого создаются быстрыми (по сравнению с темпами эволюции ледника) аномалиями теплового и водного баланса. Сравнение формы $p(L)$ с функцией Гаусса показывает их большую близость, особенно в центральной области, где решение линеаризованной задачи наиболее адекватно реальности.

Заключение

В настоящей работе развита теория, позволяющая оценивать особенности динамики ледника, погружённого в море. В её основе лежит общая идея неравновесной статистической физики о том, что инерционные системы, управляемые быстро флуктуирующими воздействиями, способны находиться в стационарном состоянии, которое создаётся балансом медленных изменений и статистических характеристик накопленных случайных воздействий. Количественные результаты даёт математический ап-

парат броуновского движения, основанный в данной работе на интерпретации закона сохранения массы ледника (выраженного так называемой «минимальной моделью») в форме стохастического уравнения Ланжевена, а затем — в виде уравнения Фоккера—Планка. Отметим, что коэффициенты стохастического уравнения (а затем и параметры функции распределения и моментов распределения) получены не из результатов статистической обработки данных наблюдений, а исходя из «первых принципов» — закона сохранения массы.

На основе решения уравнения Фоккера—Планка получена функция распределения вероятности длины ледника, которая, с практической точки зрения, оказалась весьма близка к гауссовой кривой. Параметром функции распределения служит стандартное отклонение межгодовых флуктуаций длины ледника, которое в размерной форме, в метрах, имеет следующий вид:

$$\sigma_L \equiv \sigma_x y_0^2 = \frac{D_z (1 + \mu\nu)^2 \beta^2 E_*^2}{3\alpha^2 \left[\frac{1 + \mu\nu}{\alpha} \beta \nu y_0 - \beta + \nu ck + \frac{b_0 ck}{y_0^2} \right]}.$$

Возможность расчёта σ_L на основе их параметров, даже при отсутствии длительного мониторинга динамики фронта, очень важна для определения статистической значимости трендов, связанных с длительными перестройками фоновых условий, главным образом в контексте современных изменений в условиях глобального потепления. Теоретическая модель ледника в стационарном состоянии оказалась способ-

на воспроизвести σ_L близко к стандартному отклонению наблюдаемых межгодовых флуктуаций фронта ледника. Это говорит о том, что два процесса — тренд (длительные (междекадные) изменения) и короткопериодные (межгодовые) флуктуации — можно рассматривать как аддитивные, накладывающиеся друг на друга без эффектов взаимодействия.

Теория, применённая к конкретному леднику, показала успешные результаты (без каких-либо калибровочно-настроечных манипуляций), несмотря на естественную в таких случаях неполноту информации и грубость различных априорных предположений. Разумность базовых позиций позволяет критически оценить необходимую точность определения тех или иных параметров. В частности, на этой основе установлено необходимое условие согласованности параметров ледника, вытекающее из требования $\lambda > 0$.

Благодарности. А.В. Кислов благодарен за поддержку этой работы гранту РФФИ № 18-05-60147 и финансированию госбюджетной темы АААА-А16-116032810086-4. А.Ф. Глазовский благодарен за поддержку этой работы гранту РФФИ № 18-05-60109 и финансированию по Госзада-нию 0148-2019-0004 (АААА-А19-119022190172-5).

Acknowledgments. A.V.Kislov was supported by the RFBR grant № 18-05-60147 and the State funding АААА-А16-116032810086-4. A.F.Glazovsky was supported by the RFBR grant № 18-05-60109 and acknowledge funding from the State Contract 0148-2019-0004 (АААА-А19-119022190172-5).

Литература

1. Яния Я., Мачерет Ю.Я., Наварро Ф.Х., Глазовский А.Ф., Василенко Е.В., Лапасаран Х., Гловацки П., Мигала К., Балут А., Пивовар Б.А. Вариации гидротермической структуры политермического ледника Ханс на Шпицбергене // МГИ. 2005. № 99. С. 75–88.
2. WGMS. Fluctuations of Glaciers Database. 2018. World Glacier Monitoring Service, Zürich, Switzerland. Online access: 04.04.2019. <http://dx.doi.org/10.5904/wgms-fog-2018-11>.
3. Vieli A., Jania J., Kolondra L. The retreat of a tide-water glacier: observations and model calculations on Hansbreen, Spitsbergen // Journ. of Glaciology. 2002. V. 48. № 163. P. 592–600. <https://doi.org/10.3189/172756502781831089>.

References

1. Jania J., Macheret Yu.Ya., Navarro F., Glazovsky A.F., Vasilenko E.V., Lapazaran J., Glovacki P., Balut A., Pivovarov B.A. Variations of the hydrothermal structure of the Hansbreen polythermal glacier in Svalbard. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2005, 99: 75–88. [In Russian].
2. WGMS. Fluctuations of Glaciers Database. 2018. World Glacier Monitoring Service, Zürich, Switzerland. Online access: 04.04.2019. <http://dx.doi.org/10.5904/wgms-fog-2018-11>.
3. Vieli A., Jania J., Kolondra L. The retreat of a tidewater glacier: observations and model calculations on Hansbreen, Spitsbergen. *Journ. of Glaciology*. 2002, 48 (163): 592–600. <https://doi.org/10.3189/172756502781831089>.

4. Blaszczyk M., Jania J.A., Kolondra L. Fluctuations of tidewater glaciers in Hornsund Fjord (Southern Svalbard) since the beginning of the 20th century // Polish Polar Research. 2003. V. 34. № 4. P. 327–352. doi: 10.2478/popore-2013-0024.
5. Oerlemans J., Jania J., Kolondra L. Application of a minimal glacier model to Hansbreen, Svalbard // The Cryosphere. 2011. V. 5. № 1. P. 1–11. doi: 10.5194/tc-5-1-2011.
6. Otero J., Navarro F., Lapazaran J.J., Welty E., Puczek D., Finkelnbrug R. Modeling the controls on the front position of a tidewater glacier in Svalbard // Frontiers in Earth Science. 2017. V. 5. P. 200–214. <https://doi.org/10.3389/feart.2017.00029>.
7. Reichert B.K., Bengtsson L., Oerlemans J. Recent glacier retreat exceeds internal variability // Journ. of Climate. 2002. V. 15. № 21. P. 3069–3081. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<3069:RGREIV>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<3069:RGREIV>2.0.CO;2).
8. Oerlemans J. Minimal glacier models. Igitur: Utrecht Publishing & Archiving Services. Universiteitsbibliotheek Utrecht, 2008: 91 p.
9. Cuffey K., Paterson W.S.B. The physics of glaciers. London: Academic Press, 2010: 704 p.
10. Демченко П.Ф., Кислов А.В. Стохастическая динамика природных объектов. Броуновское движение и геофизические примеры. М.: ГЕОС, 2010. 190 с.
11. Кислов А.В., Демченко П.Ф. Анализ эволюционных задач географии на основе математического аппарата броуновского движения // Вестн. МГУ. Сер. 5: География. 2012. № 2. С. 7–13. http://www.geogr.msu.ru/structure/vestnik/2012_2.php.
12. Kislov A.V., Morozova P.A. The Grosser Aletschglacier dynamics: from a «Minimal model» to a stochastic equation // Geography. Environment. Sustainability. 2016. V. 9. № 1. P. 21–27. https://doi.org/10.15356/2071-9388_01v09_2016_02.
13. Bassis J. The statistical physics of iceberg calving and the emergence of universal calving laws // Journ. of Glaciology. 2011. V. 57. № 201. P. 3–16. doi: 10.3189/002214311795306745.
14. Hasselmann K. Stochastic climate models. Part 1. Theory // Tellus. 1976. V. 28. № 6. P. 473–485. <https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1976.tb00696.x>.
15. Рытов С.М. Введение в статистическую радиофизику. Ч. 1. Случайные процессы. М.: Наука, 1976. 496 с.
16. Кляцкин В.И. Стохастические уравнения глазами физика. М.: Физматлит, 2001. 528 с.
17. Хромов С.П., Петросянец М.А. Метеорология и климатология. М.: Изд-во МГУ; М.: Изд-во РАН, 2006. 582 с.
4. Blaszczyk M., Jania J.A., Kolondra L. Fluctuations of tidewater glaciers in Hornsund Fjord (Southern Svalbard) since the beginning of the 20th century. Polish Polar Research. 2003, 34 (4): 327–352. doi: 10.2478/popore-2013-0024.
5. Oerlemans J., Jania J., Kolondra L. Application of a minimal glacier model to Hansbreen, Svalbard. The Cryosphere. 2011, 5 (1): 1–11. doi: 10.5194/tc-5-1-2011.
6. Otero J., Navarro F., Lapazaran J.J., Welty E., Puczek D., Finkelnbrug R. Modeling the controls on the front position of a tidewater glacier in Svalbard. Frontiers in Earth Science. 2017, 5: 200–214. <https://doi.org/10.3389/feart.2017.00029>.
7. Reichert B.K., Bengtsson L., Oerlemans J. Recent glacier retreat exceeds internal variability. Journ. of Climate. 2002, 15 (21): 3069–3081. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<3069:RGREIV>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<3069:RGREIV>2.0.CO;2).
8. Oerlemans J. Minimal glacier models. Igitur: Utrecht Publishing & Archiving Services. Universiteitsbibliotheek Utrecht, 2008: 91 p.
9. Cuffey K., Paterson W.S.B. The physics of glaciers. London: Academic Press, 2010: 704 p.
10. Demchenko P.F., Kislov A.V. Stokhasticheskaya dinamika prirodnikh ob'ektov. Brounovskoe dvizhenie i geofizicheskie primery. Stochastic dynamics of natural objects. Brownian motion and geophysical examples. Moscow: Publisher GEOS, 2010: 190 p. [In Russian].
11. Kislov A.V., Demchenko P.F. Analysis of evolutionary problems of geography on the basis of mathematical apparatus of Brownian motion. Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5: Geografiya. Bulletin of the Moscow State University. Series 5: Geography. 2012, 2: 7–13. http://www.geogr.msu.ru/structure/vestnik/2012_2.php. [In Russian].
12. Kislov A.V., Morozova P.A. The Grosser Aletschglacier dynamics: from a «Minimal model» to a stochastic equation. Geography. Environment. Sustainability. 2016, 9 (1): 21–27. https://doi.org/10.15356/2071-9388_01v09_2016_02.
13. Bassis J. The statistical physics of iceberg calving and the emergence of universal calving laws. Journ. of Glaciology. 2011, 57 (201): 3–16. doi: 10.3189/002214311795306745.
14. Hasselmann K. Stochastic climate models. Part 1. Theory. Tellus. 1976, 28 (6): 473–485. <https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1976.tb00696.x>.
15. Rytov S.M. Vvedenie v statisticheskuyu radiofiziku. Chast 1. Sluchaynye protsessy. Introduction to statistical radiophysics. Part 1. Random process. Moscow: Publisher Nauka, 1976: 496 p. [In Russian].
16. Klyatskin V.I. Stokhasticheskie uravneniya glazami fizika. Stochastic equations through the physical point of view. Moscow: Publisher Fizmatlit, 2001: 528 p. [In Russian].
17. Khromov S.P., Petrosyants M.A. Meteorologiya i klimatologiya. Meteorology and climatology. 7th edition. M.: Publishing house of Moscow University, Publishing House Nauka: 2006: 582 p. [In Russian].

Методика оценки лавинного питания (на примере трёх ледников Тянь-Шаня)

© 2019 г. А.С. Турчанинова^{1*}, А.В. Лазарев¹, Е.С. Марченко², Ю.Г. Селиверстов¹,
С.А. Сократов¹, Д.А. Петраков¹, М. Барандун³, Р. Кенжебаев⁴, Т. Сакс³

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

²Институт вулканологии и сейсмологии Дальневосточного отделения РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия;

³Университет Фрибурга, Фрибург, Швейцария;

⁴Центрально-Азиатский институт прикладных исследований Земли, Бишкек, Кыргызская Республика

*alla_wave87@mail.ru

Methods of snow avalanche nourishment assessment (on the example of three Tian Shan glaciers)

A.S. Turchaninova^{1*}, A.V. Lazarev¹, E.S. Marchenko², Yu.G. Seliverstov¹, S.A. Sokratov¹,
D.A. Petrakov¹, M. Barandun³, R. Kenzhebaev⁴, T. Saks³

¹Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia;

²Institute of Volcanology and Seismology, Far East Branch of the Russian Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia;

³University of Fribourg, Fribourg, Switzerland;

⁴Central-Asian Institute for Applied Geosciences, Bishkek, Kyrgyz Republic

*alla_wave87@mail.ru

Received March 19, 2018 / Revised June 13, 2019 / Accepted September 19, 2019

Keywords: *avalanche nourishment, glacier, numerical modeling, RAMMS, snow avalanche.*

Summary

The contribution of snow avalanches to the seasonal snow accumulation on a glacier is among the least studied components of the glacier's mass balance. The methods for the numerical assessment of avalanche accumulation are still under development, which is related to poor avalanche data availability and difficulties in obtaining such data on most of mountain glaciers. We propose a possible methodology for the numerical assessment of snow avalanche contribution to snow accumulation at mountain glaciers based on DEM and weather data analysis using GIS and numerical modeling of snow avalanches. The developed methodology consists of the following steps: terrain analysis; weather data analysis; snow avalanche volume assessment during an analyzed balance year; numerical simulation of snow avalanches using RAMMS; evaluation of snow avalanches contribution into a glacier accumulation. The proposed methodology was tested on three glaciers located in the Inner Tien Shan: Batysh Sook, № 354 and Karabatkak during the 2015/16 balance year. To evaluate snow avalanche contribution to the seasonal accumulation, we reconstructed avalanche release zones that were most probably active during the 2015/16 balance year and corresponding snow fracture height in each of these zones. The numerical simulations of most probable released snow avalanches during the winter period 2015/16 using avalanche dynamics software RAMMS were performed and compared with the field observations and UAV orthophoto image from July 2016. The outlines of avalanches deposits were realistically reproduced by RAMMS according to the results of field observation. The estimated share of snow avalanche contribution to the accumulation on the research glaciers during the 2015/16 balance year turned out to be: Batysh Sook – $7,4 \pm 2,5\%$; № 354 – $2,2 \pm 0,7\%$; Karabatkak – $10,8 \pm 3,6\%$ of the total accumulation. The next step would be to test the proposed methodology based on the data and regional dependences from the Inner Tien Shan in other mountainous regions. This methodology is applicable in the regions where DEMs, regular meteorological observations as well as data on the regional avalanche formation factors are available.

Citation: Turchaninova A.S., Lazarev A.V., Marchenko E.S., Seliverstov Yu.G., Sokratov S.A., Petrakov D.A., Barandun M., Kenzhebaev R., Saks T. Methods of snow avalanche nourishment assessment (on the example of three Tian Shan glaciers). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2019. 59 (4): 460–474. [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-4-438>.

Поступила 19 марта 2019 г. / После доработки 13 июня 2019 г. / Принята к печати 19 сентября 2019 г.

Ключевые слова: *лавинное питание, ледник, математическое моделирование, снежная лавина, RAMMS.*

Предложена новая методика количественной оценки лавинного питания ледников, основанная на анализе рельефа и данных метеорологических наблюдений с использованием методов геоинформационного картографирования и математического моделирования. Рассмотрены результаты её применения на трёх ледниках Тянь-Шаня: Западный Суёк, № 354, Карабаткак.

Введение

Ледники с дополнительным питанием за счёт метелевого и лавинного снега широко распространены в горах. Доля лавинного питания представляет собой отношение количества лавинного снега к снегозапасам на теле ледника [1]. Непосредственных измерений доли лавинного питания в аккумуляции ледников выполнялось относительно немного, хотя в зависимости от геоморфологических и климатических условий доля лавинного питания может изменяться от нуля на ледниках вершин до преобладающей и даже исключительной на ледниках туркестанского типа [2]. Считается, что доля лавинного питания в общем балансе массы ледников зависит в основном от рельефа, окружающего ледник [3]. Климатические факторы определяют аккумуляцию на ледниках лавинного питания настолько, насколько объёмы и частота схода лавин зависят от климата [4]. В работах [5, 6] приведены результаты по оценке лавинного питания ледников в Гималаях, где его доля превышает 95% общей аккумуляции. Ведущая роль лавинного питания в балансе массы отмечается и для многих «малых» ледников Альп [7]. Так, в случае «Ледяной капеллы» (Eiskapelle), находящейся значительно ниже климатической снеговой линии, оно также оценивается более чем в 90% [8, 9].

Процессы, определяющие условия существования и баланс массы малых форм оледенения, в качественном отношении достаточно хорошо изучены на примере снежников [10]. Однако их количественное отражение до сих пор вызывает вопросы и при определении баланса массы ледников используется редко. Объём аккумуляции лавинного снега на ледниках, как правило, устанавливается по косвенным данным. К.С. Лосев [1] использовал сведения о величине сноса снега лавинами со склонов на дно долин и о размерах лавинных снежников. А.С. Щетинников [11] предложил для оценки доли лавинного питания применять высотный и площадной коэффициенты лавинной концентрации снега на основе картометрических работ, а Г.Г. Харитонов [12] — методику оценки лавинного питания по данным о зимних осадках и размерах лавиноопасных площадей. В работе [9] показана возможность использования прямых данных наземного лазерного сканирования для оценки аккумуляции лавин-

ного снега. В исследовании [13] изложена методика оценки лавинного питания заморенных ледников в Гималаях по «идеализированной модели течения ледника», позволившая объяснить различия в наблюдаемом балансе массы и балансе массы, рассчитываемом по метеорологическим данным для тестового ледника в Гималаях.

В.В. Поповнин и Т.В. Пылаева [14] предложили методику оценки доли лавинного питания для ледников, на которых возможны прямые наземные масс-балансовые измерения. Данная методика позволяет выделить из всей массы накопившегося сезонного снега объём лавинного питания, поступающего из-за пределов ледника. В результате построения поля аккумуляции по итогам снегомерной съёмки на дату максимума сезонного снегонакопления установлено, что вклад снежных лавин в приход вещества на репрезентативном для Центрального Кавказа долином леднике Джанкуат (по данным за 15 сезонов) варьирует от 1,8 до 10,0% [15]. Однако данную методику не всегда можно применить на практике, так как зоны лавинной аккумуляции, как правило, недоступны для прямых снегомерных наблюдений даже в летний период ввиду сохранения лавинной опасности.

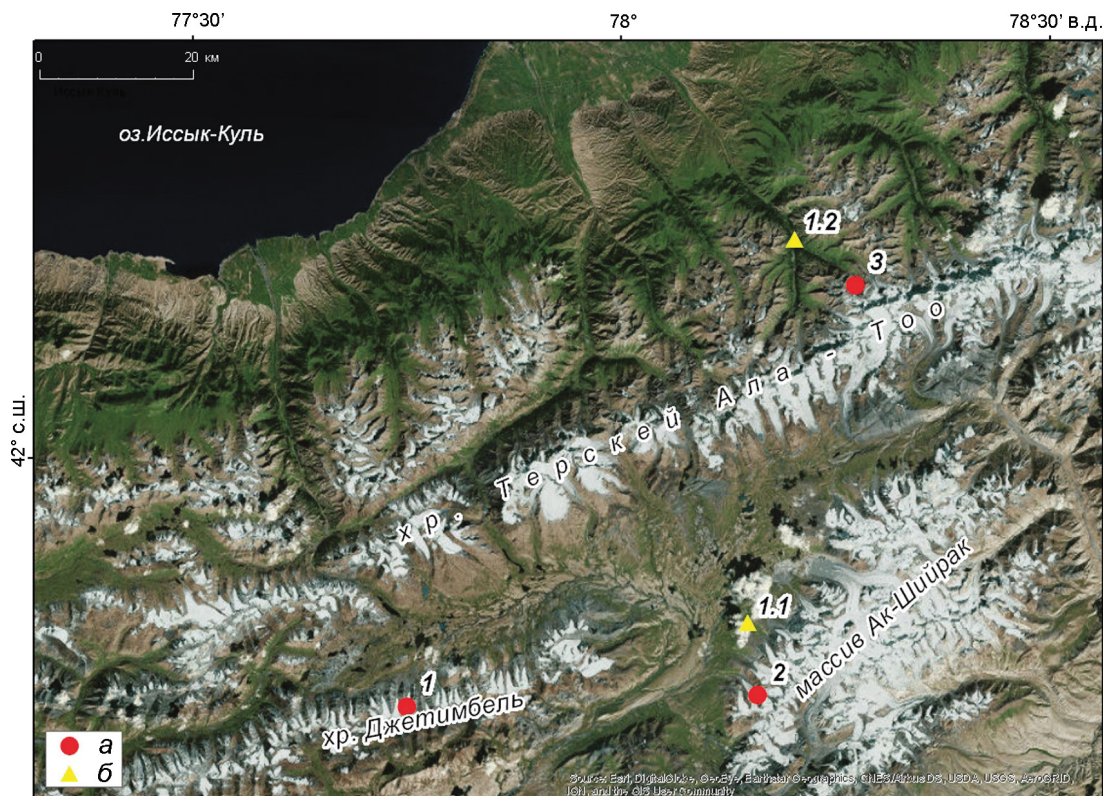
Задачи настоящего исследования — разработка автоматизированной методики количественной оценки лавинного питания ледников, основанной на анализе рельефа и данных метеорологических наблюдений с использованием методов геоинформационного картографирования и математического моделирования, а также её апробация на трёх ледниках Тянь-Шаня. Методика позволяет не только количественно оценить вклад снежных лавин в питание ледников при недостатке прямых наблюдений за снежными лавинами и данных о количестве вынесенного ими снега на поверхность ледников, но и учесть этот компонент приходной составляющей баланса массы ледников при анализе реакции ледников на климатические изменения.

Район исследования

В качестве примера выбран район Внутреннего Тянь-Шаня, где расположено более 2200 ледников [16], состояние которых влияет на хозяйственную деятельность в Средней Азии. Ос-

Таблица 1. Характеристики исследуемых ледников

Название ледника	Координаты	Высотный диапазон, м	Экспозиция	Площадь 2016 г., км ² (https://wgms.ch/)
Западный Суёк	41,786813° с.ш. 77,749273° в.д.	3900–4450	С	1,1
№ 354	41,793219° с.ш. 78,16376° в.д.	3780–4620	СЗ	6,4
Карабаткак	42,14031° с.ш. 78,272803° в.д.	3350–4780	С	2,5

**Рис. 1.** Район исследования:

а – ледники (1 – Западный Суёк, 2 – № 354, 3 – Карабаткак); *б* – метеостанции (1.1 – Кумтор-Тянь-Шань; 1.2 – Кызыл-Суу). Подложка: Esri, DigitalGlobe, GeoEye, Earthstar Geographics, CNES/Airbus DS, IGN, и GIS user community

Fig. 1. Research region:

a – glaciers (1 – Batysh Sook, 2 – № 354, 3 – Karabatkak); *b* – weather stations (1.1 – Kumtor Tian Shan; 1.2 – Kizil-Suu). Source: Esri, DigitalGlobe, GeoEye, Earthstar Geographics, CNES/Airbus DS, IGN, and the GIS user community

новые объекты исследования – ледники Западный Суёк, № 354 и Карабаткак (рис. 1, табл. 1). По рассматриваемым ледникам имеются данные масс-балансовых наблюдений, что позволяет рассчитать долю лавинного питания в зимней аккумуляции. Ледник Западный Суёк расположен на хр. Джетимбель, ледник № 354 – в пределах юго-западной части массива Ак-Шийрак, ледник Карабаткак – на хр. Терскей Ала-Тоо. Все ледники относятся к долинным.

Во Внутреннем Тянь-Шане средние значения абсолютной высоты составляют порядка 3000 м, а максимальные превышают 5000 м. Относитель-

ная высота хребтов не так велика – 1000–1500 м. Хребты во Внутреннем Тянь-Шане изрезаны ледниковыми формами рельефа, но иногда имеют плоские вершины и мягкие очертания склонов [17]. Климат исследуемого района характеризуется двумя особенностями: низкой температурой воздуха в течение всего года и небольшим количеством осадков, максимум которых приходится на тёплый период года (май–сентябрь) [16]. Отметим, что регулярные наблюдения за лавинами на Тянь-Шане проводились [12, 18, 19], однако они, как правило, не охватывали труднодоступные ледниковые районы, где лавины не

опасны для людей, но могут служить дополнительным источником питания ледников. Большинство лавиносборов на Тянь-Шане — денудационные воронки с углом наклона 30–40° площадью до 0,1 км². Во Внутреннем Тянь-Шане максимальные объёмы лавин достигают 1,5 млн м³, средние составляют 5–50 тыс. м³ [20].

Методика количественной оценки лавинного питания

Предлагаемая авторами настоящей статьи новая методика количественной оценки лавинного питания ледников Тянь-Шаня основана на использовании математической статистики, программирования, геоинформационного картографирования и математического моделирования. Анализ рельефа предполагает использование программы ArcGIS, расширение Spatial Analyst. Автоматизация процесса достигается с помощью языка программирования Python. Динамические характеристики лавин рассчитываются в программе моделирования лавин RAMMS (<http://ramms.slf.ch/ramms/>). Методика предусматривает составление серии рабочих карт, которые могут быть подготовлены в программе ArcGIS или в её аналогах. Источниками данных служат: а) цифровые модели рельефа (ЦМР) высокого разрешения и разновременные космические и/или аэрофотоснимки, получаемые в результате полевых исследований или из следующих источников: <https://earthexplorer.usgs.gov/>; <https://nsidc.org/data/highmountainasia>; <https://www.eorc.jaxa.jp/ALOS/en/aw3d30/> и др.; б) региональные статистические зависимости параметров лавинной активности от климатических и геоморфологических факторов [12, 17 и др.]; в) данные метеорологических наблюдений; 4) материалы масс-балансовых наблюдений.

Методика представляет собой последовательное выполнение следующих действий: 1) *анализ рельефа*: а) выделение лавиноактивных склонов, с которых возможен вынос лавинного снега на поверхность ледника, б) выделение зон зарождения лавин различной повторяемости в зависимости от экспозиции и уклона лавиноактивных склонов; 2) *анализ данных метеорологических наблюдений*: определение максимальной толщины снежного покрова в зонах зарожде-

ния лавин в заданный балансовый год и оценка её обеспеченности; 3) *оценка объёмов снежных лавин в заданный балансовый год*: а) выделение зон зарождения лавин с учётом обеспеченности расчётной толщины снежного покрова, б) определение толщины снежного покрова в зонах зарождения лавин, участвующего в лавинообразовании, в) расчёт объёмов снежных лавин; 4) *математическое моделирование снежных лавин*: а) оценка характеристик снежных лавин (дальности выброса и толщины лавинных отложений) в пределах поверхности ледника, б) сопоставление результатов моделирования с данными фактических наблюдений (при наличии такой возможности); 5) *оценка доли лавинного питания в зимнем балансе массы ледника*.

Предложенная методика имеет ряд допущений и дискуссионных положений. Тем не менее, она может стать основой для оценки доли лавинного питания ледников без проведения традиционных наземных детальных снегомерных съёмок в районах, где нет фактических данных о снежных лавинах и о количестве перенесённого ими снега. В перспективе каждый из этапов предложенной методики может быть доработан, но их последовательность остаётся неизменной.

Применение предложенной методики

В июле 2016 г. выполнены полевые исследования на ледниках Западный Суёк и № 354, которые предусматривали работы по измерению аккумуляции и абляции, а также съёмку поверхности ледника Западный Суёк с беспилотного летательного аппарата (БПЛА). В период полевых исследований на поверхности ледников наблюдались многочисленные лавинные отложения в виде лавинных конусов, что позволило предположить участие лавин в питании исследуемых ледников, однако полученных данных недостаточно для количественной оценки их вклада. При выполнении полевых работ на исследуемых ледниках зоны лавинных отложений традиционно исключаются из рассмотрения по причине их трудной доступности. В работе рассмотрен 2015/16 балансовый год в связи с наличием данных масс-балансовых наблюдений и съёмки с БПЛА.

Анализ рельефа. Для оценки количества снега, перенесённого лавинами на рассматриваемые

ледники в заданный балансый год, в первую очередь необходимо установить лавиноактивные склоны и наиболее вероятные зоны зарождения лавин. Для анализа рельефа рассматриваемых ледников и окружающих их склонов использованы наиболее детальные из доступных данные: для ледника Западный Суёк — ЦМР с разрешением 1 м, полученная на основе стереосъёмки с БПЛА (июль 2016 г.); для ледника № 354 — ЦМР с разрешением 1 м, полученная на основе стереосъёмки GeoEye-1 от 29.07.2012 г. [21]; для ледника Карабаткак — ЦМР с разрешением 30 м, полученная в результате синтеза данных ALOS World 3D (разрешение 30 м) и High Mountain Asia DEM (разрешение 8 м).

В основу выделения зон зарождения лавин разной повторяемости в долинах исследуемых ледников положена двумерная матрица повторяемости лавин в зависимости от экспозиции и среднего уклона склонов [12]. Матрица составлена на основе анализа фактических наблюдений за лавинами (около 5000 лавин) на Тянь-Шане [12]. Лавины разной повторяемости на Тянь-Шане сходят с участков склонов всех экспозиций с уклоном от 25 до 60°, причём их повторяемость возрастает в интервале уклона от 25 до 40°. Кроме того, характерно монотонное увеличение частоты схода лавин от южных склонов к северным [12]. Был разработан скрипт на языке программирования Python (библиотека ArcPy), представленный в виде инструмента геообработки ArcGIS. Скрипт в автоматическом режиме выполняет анализ ЦМР на предмет соответствия значений ячеек производных от ЦМР растров (уклона и экспозиции) интервалам значений матрицы из работы [12] и присваивает ячейкам выходного растра новые значения повторяемости (вероятности образования лавин на участке склона с данными морфометрическими параметрами) лавин в соответствии со значениями матрицы [12]. Мы приняли, что значение равно единице, по Г.Г. Харитонову [12], означает ежегодный сход лавин. Повторяемость лавин в других случаях определяется пропорционально значениям предложенной им матрицы.

Разработанный скрипт — первый шаг на пути создания пакета автоматизированных инструментов для оценки лавинной активности на Тянь-Шане. Единственный входной набор данных — ЦМР исследуемой территории, выходной — растр повторяемости лавин в зонах их зарождения. Раз-

решение входного растра (ЦМР) во многом определяет характер очертаний зон зарождения лавин разной повторяемости, получаемых в результате. Влияние разрешения ЦМР на результат качественно оценивалось авторами по воспроизведению зон разной повторяемости лавин относительно морфологии склонов. Размер ячеек 5–10 м признан наиболее подходящим для данного исследования. Это согласуется с тем, что зоны зарождения лавин в основном соответствуют формам мезорельефа. ЦМР более высокого разрешения позволяет учесть черты микрорельефа, что обуславливает высокую дробность границ зон с разной повторяемостью лавин. Использование ЦМР с более низким разрешением возможно, но теоретически может привести к недоучёту небольших зон зарождения. Кроме того, для получения более целостного рисунка зон зарождения лавин разной повторяемости авторами предлагается использовать сглаженный растр уклонов (сглаживание для ЦМР с разрешением 5 м проводилось в окрестности 20 м с помощью инструмента Focal Statistics в ArcGIS).

С помощью созданного авторами инструмента геообработки появляется возможность получения представлений о повторяемости лавин в зонах их зарождения на Тянь-Шане, где никогда не проводили детальных наблюдений за лавинами. Итоговый растр повторяемости лавин использовался для выделения наиболее вероятных зон зарождения лавин и оценки объёма снега, перенесённого лавинами на ледник с окружающих его склонов в заданный балансый год. Авторами были составлены карты повторяемости лавин в зонах их зарождения на склонах исследуемых ледников (рис. 2). Результаты по леднику Западный Суёк приведены в работе [22]. Анализ полученных карт показал, что в районе исследования преобладают участки склонов с повторяемостью 30–50 лавин в 100 лет, далее идут участки с повторяемостью 50–70 лавин в 100 лет. При этом значения повторяемости выделялись пропорционально значениям матрицы Г.Г. Харитонova [12] и разбивались на интервалы. Выявлены участки склонов, где лавины предположительно сходят каждый год. Это позволяет сделать вывод, что окружающие ледники лавиноактивные склоны благоприятны для сноса лавинного снега и могут обеспечивать дополнительный источник лавинного питания ледника.

Анализ данных метеорологических наблюдений. Для оценки количества снега, вынесенного лави-

нами на рассматриваемые ледники, необходимы данные о максимальной толщине снежного покрова в заданный балансовый год в зонах зарождения снежных лавин. Для получения необходимых сведений были проанализированы данные с ближайших метеостанций (ГМС) (см. рис. 1), где проводятся систематические наблюдения: ГМС Кумтор-Тянь-Шань (3660 м над ур. моря) для ледников Западный Суёк и № 354; ГМС Кызыл-Суу (2555 м над ур. моря) для ледника Карабаткак.

В 2015/16 г. максимальная толщина снежного покрова на ГМС Кумтор-Тянь-Шань составила 28 см. По данным этой ГМС (2004–2017 гг.) построена кривая обеспеченности максимальной толщины снежного покрова. Установлено, что толщина снежного покрова 50%-й обеспеченности на ГМС Кумтор-Тянь-Шань составляет около 27 см. Таким образом, 2015/16 балансовый год по условиям снегонакопления был близок к 50%-й обеспеченности. Анализ данных ГМС Кызыл-Суу (2003–2015 гг.) осложнён отсутствием прямых наблюдением за толщиной снежного покрова. Установлено, что в холодный период (среднесуточная температура $\leq 0^\circ\text{C}$) 2015/16 г. сумма осадков на ГМС составила 127 мм. По данным об осадках холодного периода на ГМС Кызыл-Суу построена кривая их обеспеченности, анализ которой показал, что холодный период 2015/16 г. по сумме осадков близок к 40%-й обеспеченности.

Исследуемые ледники Западный Суёк и № 354 и окружающие их склоны расположены выше ГМС Кумтор-Тянь-Шань, что делает невозможным прямой перенос данных. Установленных значений изменения снегозапасов с абсолютной высотой на исследуемую территорию нет, поэтому для определения толщины снега на склонах в районах ледников была использована номограмма изменения средних максимальных снегозапасов в долине р. Нарын в зависимости от абсолютной высоты [17]. Для пересчёта полученных значений (мм в.э.) в значение максимальной толщины снежного покрова (см) использована региональная формула, полученная для Внутреннего Тянь-Шаня [23]:

$$H_{\text{сп}} = 1,24W_{\text{max}}^{0,77},$$

где $H_{\text{сп}}$ — средняя максимальная толщина снежного покрова, см; W_{max} — средние максимальные снегозапасы, мм в.э.

На основе предложенного подхода в первую очередь была восстановлена максимальная толщина снежного покрова на абсолютной высоте ГМС Кумтор-Тянь-Шань, которая составила 26 см. Расчётное значение оказалось близким к фактическому (27 см), что позволяет применять зависимости из исследований [17, 23] в настоящей работе. Установлено, что в 2015/16 г. максимальная толщина снежного покрова в зонах зарождения лавин в окружении ледников Западный Суёк и № 354 составляла до 62 и 84 см соответственно.

Для получения данных о толщине снежного покрова на склонах в долине ледника Карабаткак использован градиент изменения осадков с абсолютной высотой, который для хр. Терской Ала-Тоо составляет 32 мм/100 м [16]. Так как ледник Карабаткак и окружающие его лавиноактивные склоны расположены в широком высотном интервале, расчёт осадков был выполнен для трёх высотных уровней — 3600, 4100 и 4550 м. Продолжительность холодного периода восстановлена по данным о месячных температурах воздуха ГМС Кызыл-Суу с учётом их градиента по отношению к средней абсолютной высоте расположения зон зарождения лавин. Таким образом, рассчитанные по данным ГМС Кызыл-Суу значения осадков составили 490, 650 и 794 мм в.э. для трёх высотных уровней соответственно. Установлено, что в зимний период 2015/16 г. максимальная толщина снежного покрова в зонах зарождения лавин в долине ледника Карабаткак составляла от 146 до 212 см.

Оценка объёмов снежных лавин. Для расчёта объёмов лавин, как правило, используют формулы, в которых тем или иным способом связаны толщина снега и площадь зоны зарождения. Обеспеченность объёмов лавин соответствует обеспеченности принимаемых в расчёт характеристик снежности [24].

На основании вывода, что в 2015/16 балансовый год на исследуемых ледниках наблюдалась максимальная толщина снежного покрова 40–50%-й обеспеченности, в качестве зон зарождения на основе ранее полученных карт (см. рис. 2) были выделены участки лавиноактивных склонов, на которых лавины сходят чаще одного раза в два года (т.е. с повторяемостью более 50 лавин в 100 лет), установленные в результате работы инструмента-скрипта. Анализ разновременных ДДЗ (ортофото с БПЛА, Sentinel-2) показал, что в зонах выброса выделенных зон зарождения лавин в период полевых иссле-

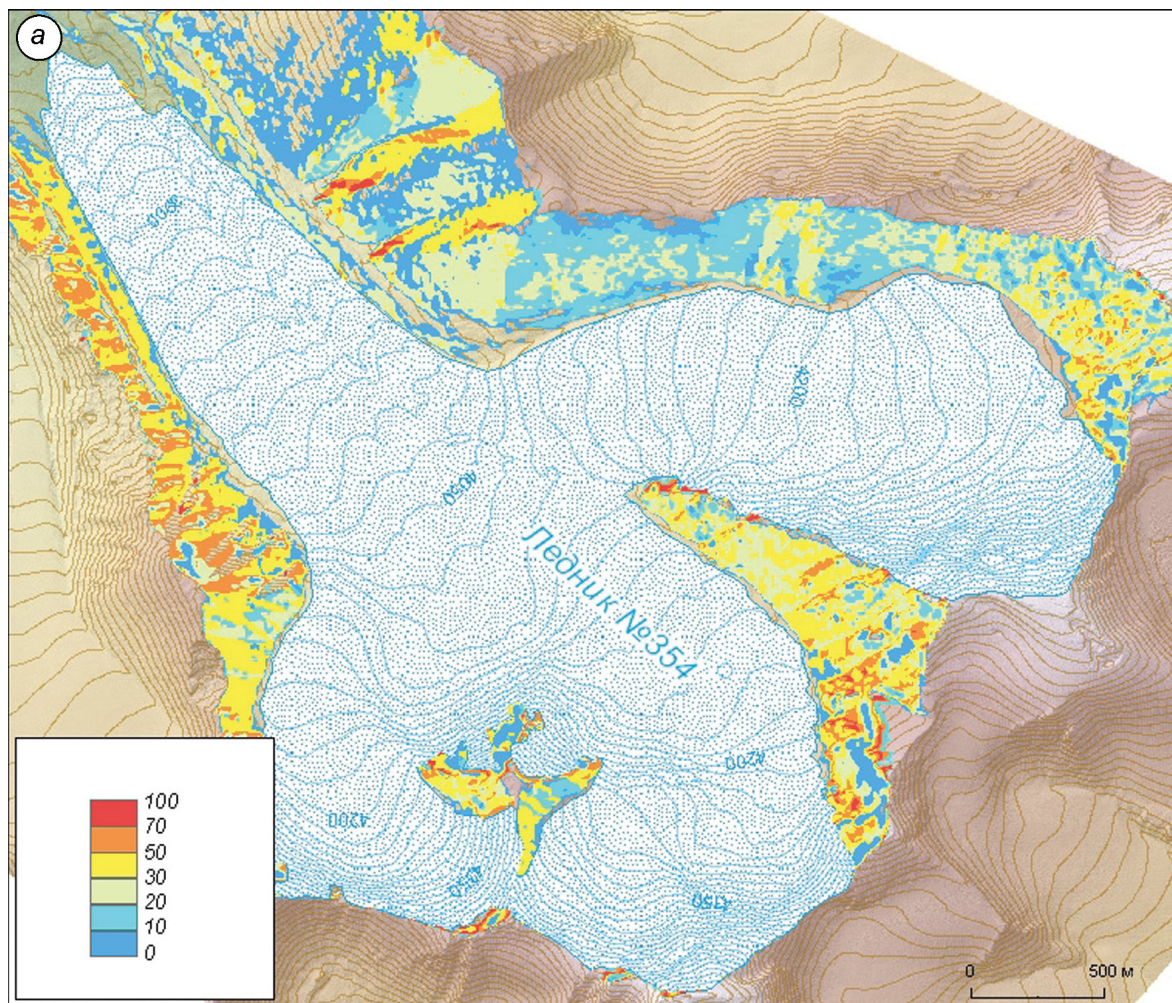


Рис. 2. Количество зарождений лавин (раз в 100 лет) в бассейнах исследуемых ледников:

a – № 354; *б* – Карататкак

Fig. 2. Avalanches release return period in the avalanche release zones in the basins of the studied glaciers:

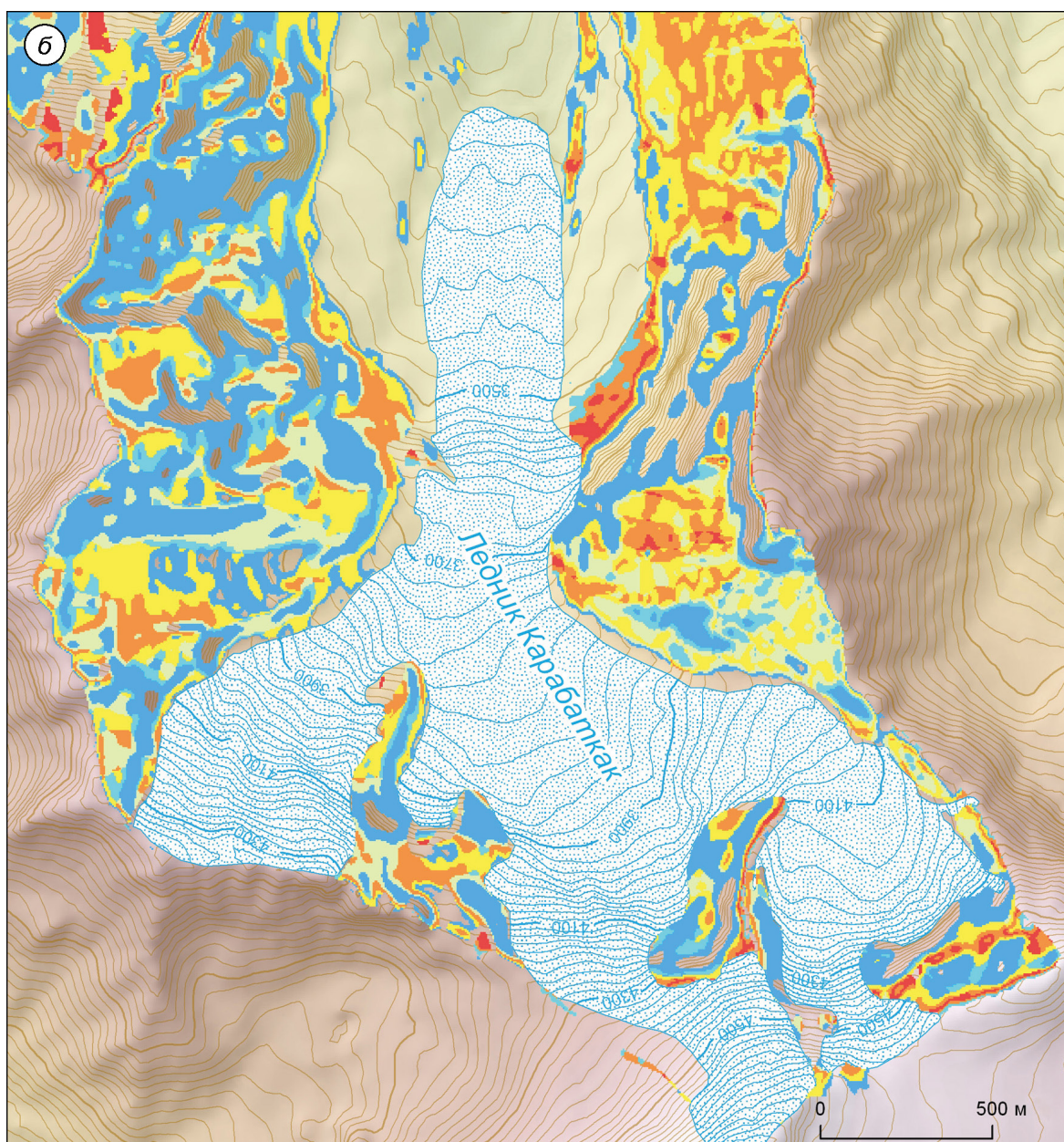
a – № 354; *б* – Karabatkak

дований в июле 2016 г. на ледниках Западный Суёк и № 354 наблюдались лавинные отложения, что качественно подтверждает действие выделенных в работе лавинных очагов в заданный балансовый год.

Таким образом, в окружении исследуемых ледников были реконструированы зоны зарождения лавин (рис. 3), которые служили дополнительным источником питания ледников в 2015/16 балансовом году: 12 зон для ледника Западный Суёк; 40 зон для ледника № 354; 26 зон для ледника Карататкак. Согласно уточнённым данным, одна из ранее [22] выделенных зон зарождения лавин (самая большая по площади и объёму) в районе ледника Западный Суёк в настоящей работе исключена из рассмотрения, так как оказалась расположена в границах ледника. Площадь

поверхности реконструированных зон зарождения лавин составила, м^2 : для ледника Западный Суёк – минимальная 2060, максимальная 22 570, средняя 10 520; для ледника № 354 – 1040, 21 300, и 7570 соответственно; для ледника Карататкак – 2790, 67 190 и 15 460 соответственно.

Для определения толщины снежного покрова, участвующего в лавинообразовании в районе исследования, можно использовать коэффициент захвата снежной толщи лавинами k из работы В.П. Благовещенского [24], значение которого определяется в зависимости от толщины снежного покрова и типа снежных лавин (сухие или мокрые). В районе исследования сухие лавины составляют до 100% [20, 23], что связано с низкими температурами воздуха весь год [16]. В связи с от-



сутствием данных фактических наблюдений за лавинами и толщиной их отрыва, а также с недоучётом воздействия метелевого переноса на характер снегонакопления в зонах зарождения лавин невозможно точно установить толщину снега, которая участвовала в формировании лавин зимой 2015/16 г. Поэтому расчёт объёмов снежных лавин выполнен по двум сценариям: с учётом ($k = 0,5$) и без учёта ($k = 1$) коэффициента захвата снежной толщи лавинами. Также, по причине отсутствия фактических данных, значение k было принято равным 0,5 для всех зон зарождения лавин независимо от расчётной толщины снега.

Последовательно для всех реконструированных зон зарождения (см. рис. 3) рассчитан объём (табл. 2) снежных лавин по формуле

$$V_{\text{сл}} = k H_{\text{сл}} F, \text{ м}^3,$$

где $H_{\text{сл}}$ — средняя максимальная толщина снежного покрова, м; F — площадь поверхности зоны зарождения лавины, м²; вариация значений определяется различными подходами к расчёту: $k = 0,5$ или $k = 1$ (см. табл. 2).

Предложенный подход определения максимальной толщины снежного покрова в зонах зарождения лавин может быть усовершенствован в

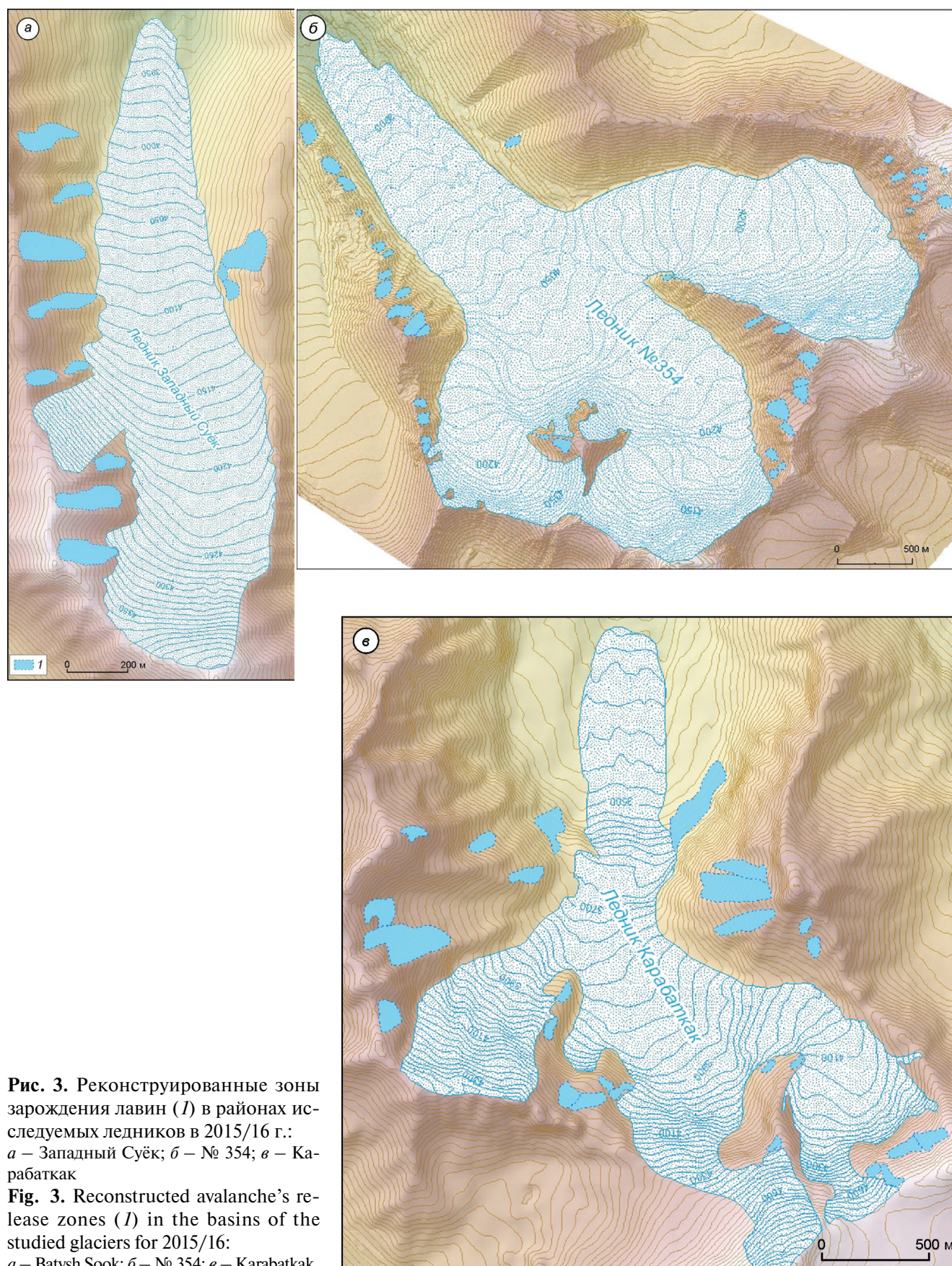


Рис. 3. Реконструированные зоны зарождения лавин (I) в районах исследуемых ледников в 2015/16 г.: а – Западный Суёк; б – № 354; в – Карабаткак

Fig. 3. Reconstructed avalanche's release zones (I) in the basins of the studied glaciers for 2015/16:

а – Batysh Sook; б – № 354; в – Karabatkak

Таблица 2. Расчётный средний (числитель) и максимальный (знаменатель) объём $V_{\text{сл}}$, м³, единичных снежных лавин из реконструированных зон зарождения при разных значениях k

Ледник	$k = 0,5$	$k = 1$
Западный Суёк	3260 / 7000	6520 / 14 000
№ 354	3180 / 8950	6360 / 17 890
Карабаткак	13 150 / 60 690	26 290 / 121 380

будущем в результате учёта влияния метелевого переноса на характер снегонакопления в зонах зарождения лавин. Так, в случае ледника Карабаткак он составляет до 30% зимней аккумуляции [25].

Математическое моделирование снежных лавин. Оценить надёжность предложенной методики расчёта лавинного питания ледников можно на основе сравнения границ распространения смоделированных лавин из реконструированных зон зарождения с данными натурных наблюдений на ледниках. Для этого выполнено моделирование лавин из реконструированных зон зарождения в заданный 2015/16 балансный год в программе RAMMS [26–28]. Согласно работе [29], программу RAMMS можно применять для моделирования лавин разных объёмов на Западном Тянь-Шане без изменения предложенных в модели значений коэффициентов трения. В работе использована версия программы RAMMS (1.7.20).

На основе ранее полученных данных выполнено моделирование лавин из каждой зоны зарождения по двум сценариям. Исходными данными служили: ЦМР; зоны зарождения (см. рис. 3); толщина отрыва в зонах зарождения ($H_{\text{отр}}$; сценарий 1, $k = 0,5$; сценарий 2, $k = 1$); коэффициенты трения, рассчитанные в программе по умолчанию без изменений. По результатам моделирования реконструированы лавины, которые достигают поверхности ледников, а также воссозданы поля лавинной аккумуляции на исследуемых ледниках (рис. 4, сценарий 2) без выполнения снегомерных съёмок. Лавины, смоделированные как сходящие из части выделенных зон зарождения лавин, не достигли поверхности ледников, остановившись на склонах, и не внесли свой вклад в лавинное питание ледников.

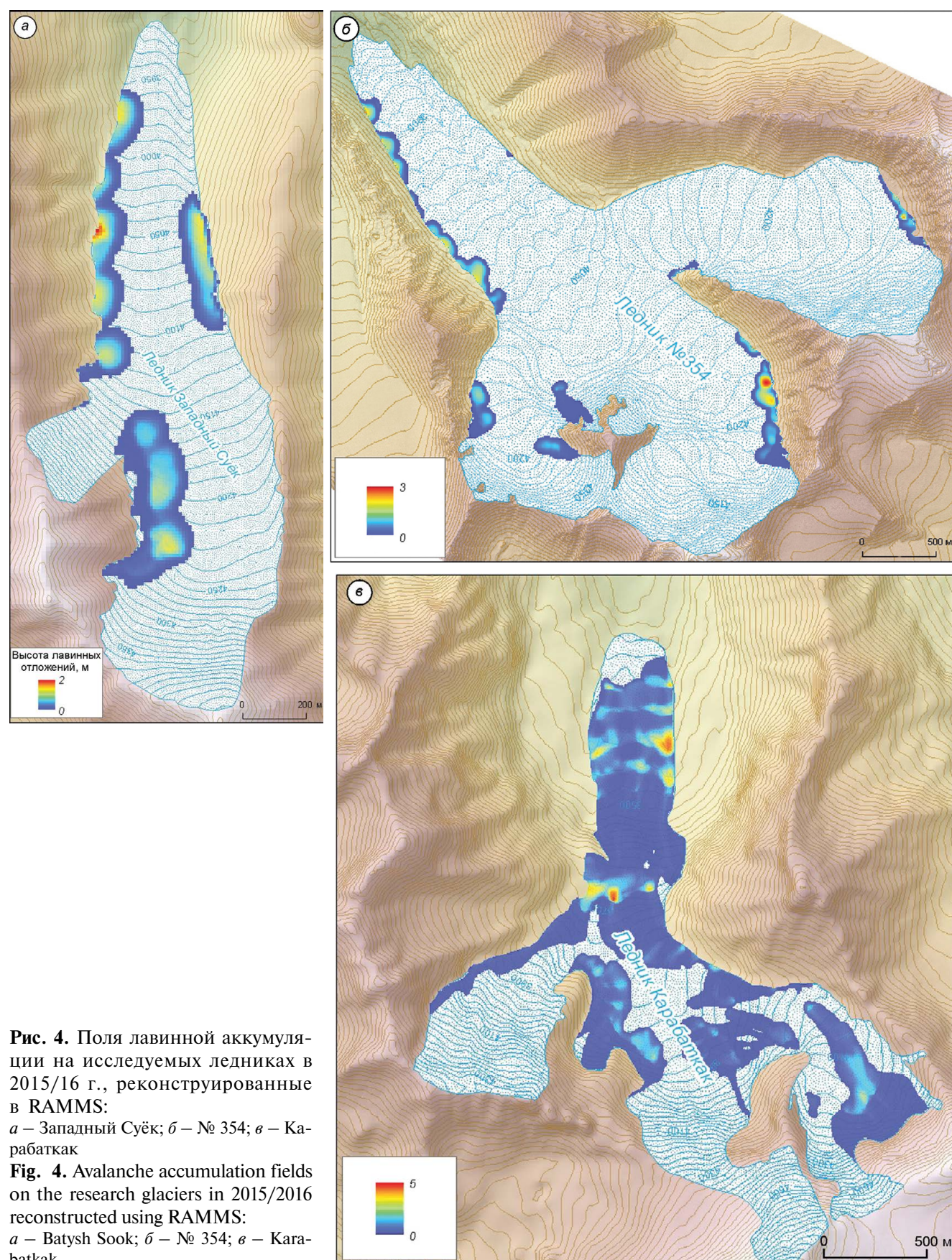
Результаты моделирования (границы распространения лавин) были сопоставлены с данными фактических наблюдений в июле 2016 г. Установлено, что реконструированные в RAMMS лавинные отложения действительно наблюдались на исследуемых ледниках (Западный Суёк

и № 354) в период полевых работ (рис. 5). Сопоставление результатов моделирования лавин в RAMMS с данными полевых исследований показало их сходство по характеру распространения лавинных отложений, с учётом, что их границы сильно изменились в результате таяния, так как максимум снегонакопления в районе исследования наблюдается в конце мая или в начале июня.

Оценка доли лавинного питания в зимнем балансе массы ледников. В основу оценки доли лавинного питания в зимнем балансе массы исследуемых ледников в заданный балансный год положены данные о зимнем балансе массы B_w (мм в.э.) исследуемых ледников и результаты расчётов вероятных суммарных объёмов лавинного снега, вынесенного на ледники. Зимний баланс массы 2015/16 г., который по методике его определения должен включать в себя и лавинное питание, составил на леднике Западный Суёк — +214 мм в.э. [30], № 354 — +406 мм в.э., Карабаткак — +550 мм в.э. (<https://wgms.ch/>). Суммарные объёмы снежных лавин для каждого ледника пересчитаны в суммарную массу воды (средняя плотность снежного покрова принята равной 0,3 г/см³). Отношение суммарной массы воды и площади рассматриваемых ледников позволило получить значения лавинной аккумуляции V (мм в.э.) на ледниках. Заключительный этап — расчёт процентной доли лавинного питания v , %.

Полученные результаты и их обсуждение

Объём снега, перенесённого лавинами на ледник Западный Суёк, в 2015/16 г. составил от 39 тыс. м³ (при $k = 0,5$) до 78 тыс. м³ (при $k = 1$), что в пересчёте на площадь ледника составляет от 11 до 21 мм в.э. Доля лавинного питания в зимнем балансе массы ледника Западный Суёк в 2015/16 г., по уточнённым данным, равна $7,4 \pm 2,5\%$ (от 4,9% при $k = 0,5$ до 9,9% при $k = 1$). Объём снега, перенесённого лавинами на ледник № 354, составил от 127 тыс. м³ (при $k = 0,5$) до 254 тыс. м³ (при $k = 1$), что в пересчёте на площадь ледника составляет от 6 до 12 мм в.э. Доля лавинного питания в зимнем балансе массы ледника № 354 в 2015/16 г. равна $2,2 \pm 0,7\%$ (от 1,5% при $k = 0,5$ до 2,9% при $k = 1$). Объём снега, перенесённого лавинами на ледник Карабаткак, составил от 329 тыс. м³ (при $k = 0,5$) до 657 тыс. м³ (при $k = 1$), что в пересчёте на пло-



щадь ледника составляет от 39 до 79 мм. в.э. Доля лавинного питания в зимнем балансе массы ледника Карабаткак в 2015/16 г. составила $10,8 \pm 3,6\%$ (от 7,2% при $k = 0,5$ до 14,6% при $k = 1$).

Точность полученных результатов можно оценить более детально при наличии данных прямых наблюдений за лавинами, однако уже сейчас отметим, что программу RAMMS можно применять для моделирования снежных лавин и оценки доли перенесённого ими снега на поверхность ледников. Расчёты показали, что лавинное питание на исследуемых долинных ледниках существенно меньше, чем естественное снегонакопление. Ледник № 354, имеющий наибольшую из всех рассматриваемых ледников площадь и наибольшее число реконструированных активных в 2015/16 г. зон зарождения лавин (при наименьшем их среднем единичном объёме), характеризуется самой низкой долей лавинного питания. Ледник Карабаткак, окружённый наиболее выраженными в рельефе зонами зарождения лавин, имеет наибольшую долю лавинного питания, что хорошо согласуется с устными оценками специалистов с многолетним опытом работы в районе исследования. Рассчитанные доли лавинного питания для трёх исследуемых ледников достаточно хорошо согласуются с оценками других исследователей в разных горных районах [1, 3, 12]. Значения для трёх долинных ледников на Тянь-Шане имеют одинаковый порядок со значениями (среднее значение доли лавинного питания составляет 4,7%), полученными по результатам традиционных наземных детальных снегомерных съёмок на репрезентативном для Центрального Кавказа долинном леднике Джанкуат [15]. Отметим закономерное возрастание доли лавинного питания по мере роста отношения площади лавиноактивных склонов к площади ледника.

Для исследованных ледников Внутреннего Тянь-Шаня, окружённых склонами с небольшими перепадами высот и со значительной долей фирново-ледяной облицовки, полученные значения лавинной аккумуляции сопоставимы с погрешностями вычисления зимнего баланса массы ледников [30, 31]. Однако предложенную в работе методику можно использовать на других ледниках Тянь-Шаня, где вероятен иной вклад лавинного питания.

В перспективе намечается несколько путей развития данной темы: 1) автоматизация расчётных процессов — создание набора инструмен-



Рис. 5. Границы лавинных отложений: 1 — фактическая (июль, 2016 г.); 2 — реконструированная в RAMMS (максимум снегонакопления). Орографически левый край языка ледника Западный Суёк

Fig. 5. The outlines of avalanches depositions: 1 — actual (July 2016); 2 — reconstructed in RAMMS (maximum of snow accumulation). Left margin of the Batysh Sook glacier snout

тов геообработки для оценки лавинного питания ледников; 2) увеличение длины временного ряда, для которого рассчитаны доли лавинного питания, с целью установления закономерностей изменчивости роли снежных лавин в питании исследуемых ледников; 3) сбор полевых данных — снегомерные работы в зонах лавинной аккумуляции на ледниках для оценки точности получаемых результатов; 4) изучение дешифровочных свойств современных космических снимков для получения актуальных сведений о границах лавинных отложений на ледниках в течение лавиноактивного периода; 5) изучение влияния лавин на изменение баланса массы ледников в условиях изменяющегося климата.

Заключение

Применение предложенной методики, основанной на использовании методов геоинформационного картографирования и математического моделирования, позволило количественно оценить долю лавинного питания в зимнем балансе массы трёх ледников, расположенных на Внутреннем Тянь-Шане, без проведения детальных снегомерных наблюдений в зонах лавинной аккумуляции. Впервые реконструированы поля лавинной аккумуляции в крупном масштабе на трёх исследуемых ледниках Тянь-Шаня с использованием двухмерной модели движения снежных лавин RAMMS.

Данную методику можно применять на ледниках разных типов. С некоторыми уточнениями она может быть апробирована на ледниках в других горных районах, где есть данные о рельефе, где проводятся стандартные метеорологические наблюдения, а также есть данные о снеголавинном режиме. Разработанную методику оценки лавинного питания можно использовать в перспективе не только для оценки вклада лавин в питание ледников, но и для оценки влияния лавин на годовой ход стока горных рек. Разработанный скрипт (на основе зависимости из работы [12])

для определения повторяемости лавин в зонах их зарождения полезен для решения широкого круга практических задач по оценке лавинной активности и при планировании противолавинных мероприятий в процессе инженерных гидрометеорологических изысканий на Тянь-Шане.

Благодарности. Авторы выражают благодарность А.Ф. Глазовскому за консультации по теме исследования, В.В. Поповнину – за консультации по леднику Карабаткак, Саскиа Гиндраукс и Кристиану Хергарден – за предоставление ЦМР. Авторы признательны рецензентам за ценные замечания. Исследование выполнено в рамках гранта РФФИ № 18-35-00419 «Исследование вклада снежных лавин в питание ледников при недостатке данных прямых наблюдений».

Acknowledgments. We would like to thank A.F. Glazovsky for valuable advices on the research topic, V.V. Popovnin for valuable advices on Karabatkak glacier, Saskia Gindraux and Christian Hergarden for providing DEM. We would like to thank reviewers for valuable remarks. The research was supported by the RFBR grant № 18-35-00419 «Evaluation of snow avalanches contribution into glacier accumulation provided a lack of direct observational data».

Литература

1. Лосев К.С. Роль лавин в бюджете массы ледников // Материалы 3-ей Закавказской науч. конф. по изучению снежного покрова, снежных лавин и горных ледников Кавказа (Тр. Закавказского науч.-исслед. гидрометеорологич. ин-та. Вып. 20) / Ред. В.Ш. Цомая. Л.: Гидрометеоздат, 1966. С. 178–182.
2. Hewitt K. Glacier Mass Balance I: Snowfall and Glacier Nourishment // *Glaciers of the Karakoram Himalaya: Glacial Environments, Processes, Hazards and Resources (Advances in Asian Human-Environmental Research)*. Dordrecht: Springer, 2014. P. 87–116. doi: 10.1007/978-94-007-6311-1_4.
3. Панов В.Д. Эволюция современного оледенения Кавказа. СПб.: Гидрометеоздат, 1993. 432 с.
4. Paterson W.S.B. Heat budget and climatology // *The physics of glaciers*. Third edition. Pergamon, 1994. P. 53–57. doi: 10.1016/B978-0-08-037944-9.50010-8.
5. Laha S., Kumari R., Singh S., Mishra A., Sharma T., Banerjee A., Nainwal H.C., Shankar R. Evaluating the contribution of avalanching to the mass balance of Himalayan glaciers // *Annals of Glaciology*.

References

1. Losev K.S. The avalanches role mass budget of glaciers. *Materialy 3-ey Zakavkazskoy nauchnoy konferentsii po izucheniyu snezhnogo pokrova, snezhnykh lavin i gornyykh lednikov Kavkaza (Trudy Zakavkazskogo nauchno-issledovatel'skogo gidrometeorologicheskogo instituta. Vyp. 20)*. Proc. of the 3rd Transcaucasian conf. on study of snow cover, snow avalanches and alpine glaciers of the Caucasus (Proc. of the Transcaucasian Scientific-Research Hydrometeorological Institute. Is. 20). Ed. V.Sh. Tsomaya. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1966: 178–182. [In Russian].
2. Hewitt K. Glacier Mass Balance I: Snowfall and Glacier Nourishment. *Glaciers of the Karakoram Himalaya: Glacial Environments, Processes, Hazards and Resources (Advances in Asian Human-Environmental Research)*. Dordrecht: Springer, 2014: 87–116. doi: 10.1007/978-94-007-6311-1_4.
3. Panov V.D. *Ehvolutsiya sovremennogo oledeneniya Kavkaza*. Evolution of the Modern Glaciation of the Caucasus. St. Petersburg: Gidrometeoizdat, 1993: 432 p. [In Russian].
4. Paterson W.S.B. Heat budget and climatology. *The physics of glaciers*. Third edition. Pergamon, 1994: 53–57. doi: 10.1016/B978-0-08-037944-9.50010-8.

2017. V. 58. № 75. Pt. 2. P. 110–118. doi: 10.1017/aog.2017.27.
6. Hewitt K. Glacier change, concentration, and elevation effects in the Karakoram Himalaya, upper Indus basin // *Mountain Research and Development*. 2011. V. 31. № 3. P. 188–200. doi: 10.1659/MRD-JOURNAL-D-11-00020.1.
7. Kuhn M. The mass balance of very small glaciers // *Measurement and reconstruction of glacier mass balance*. Pt. 1 (*Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, V. 31 (1995)) / Ed. M. Kuhn. Innsbruck: Universitätsverlag Wagner, 1996. S. 171–179.
8. Rödder T., Braun L.N., Mayer C. Accumulation rates and snow redistribution processes at the Ice Chapel, Berchtesgaden Alps // *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*. 2008. V. 42. № 2. Innsbruck: Universitätsverlag Wagner, 2010. S. 3–20.
9. Mott R., Wolf A., Kehl M., Kunstmann H., Warscher M., Grünwald T. Avalanches and micrometeorology driving mass and energy balance of the lowest perennial ice field of the Alps: a case study // *The Cryosphere*. 2019. V. 13. № 4. P. 1247–1265. doi: 10.5194/tc-13-1247-2019.
10. Glazirin G.E., Kodama Y., Ohata T. Stability of drifting snow-type perennial snow patches // *Bulletin of Glaciological Research*. 2004. V. 21. P. 1–8.
11. Щетинников А.С. Ледники бассейна реки Пскем. Л.: Гидрометеиздат, 1976. 120 с.
12. Харитонов Г.Г. Методика расчёта лавинного питания ледника // МГИ. 1979. Вып. 36. С. 155–159.
13. Banerjee A., Shankar R. Estimating the avalanche contribution to the mass balance of debris covered glaciers // *The Cryosphere. Discussions*. 2014. V. 8. P. 641–657. doi: 10.5194/tcd-8-641-2014.
14. Поповнин В.В., Пылаева Т.В. Лавинное питание ледника Джанкуат // *Лёд и Снег*. 2015. № 2 (130). С. 21–32. doi: 10.15356/2076-6734-2015-2-21-32.
15. Поповнин В.В., Сергиевская Я.Е. Об обратной связи доли лавинного питания с аккумуляцией ледника // *Лёд и Снег*. 2018. Т. 58. № 4. С. 437–447. doi: 10.15356/2076-6734-2018-4-437-447.
16. Оледенение Тянь-Шаня / Ред. М.Б. Дюргеров. М.: изд. ВИНТИ, 1995. 239 с.
17. Атлас снежно-ледовых ресурсов мира / Ред. В.М. Котляков. М.: Институт географии РАН, НПП «Картография», 1997. 392 с.
18. Максимов Н.В., Зябкин В.В., Барбат Ю.В. Лавиноопасные районы Киргизии. Фрунзе: Кыргызстан, 1975. 92 с.
19. Северский И.В., Благовещенский В.П. Оценка лавинной опасности горной территории. Алма-Ата: Наука, 1983. 220 с.
20. География лавин / Ред. С.М. Мягков, Л.А. Канаев. М.: Изд-во МГУ, 1992. 332 с.
5. Laha S., Kumari R., Singh S., Mishra A., Sharma T., Banerjee A., Nainwal H.C., Shankar R. Evaluating the contribution of avalanching to the mass balance of Himalayan glaciers. *Annals of Glaciology*. 2017, 58 (75, Pt. 2): 110–118. doi: 10.1017/aog.2017.27.
6. Hewitt K. Glacier change, concentration, and elevation effects in the Karakoram Himalaya, upper Indus basin. *Mountain Research and Development*. 2011, 31 (3): 188–200. doi: 10.1659/MRD-JOURNAL-D-11-00020.1.
7. Kuhn M. The mass balance of very small glaciers. *Measurement and reconstruction of glacier mass balance*. Pt. 1 (*Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 31 (1995)). Ed. M. Kuhn. Innsbruck: Universitätsverlag Wagner, 1996: 171–179.
8. Rödder T., Braun L.N., Mayer C. Accumulation rates and snow redistribution processes at the Ice Chapel, Berchtesgaden Alps. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 42/2 (2008). Innsbruck: Universitätsverlag Wagner, 2010: 3–20.
9. Mott R., Wolf A., Kehl M., Kunstmann H., Warscher M., Grünwald T. Avalanches and micrometeorology driving mass and energy balance of the lowest perennial ice field of the Alps: a case study. *The Cryosphere*. 2019, 13 (4): 1247–1265. doi: 10.5194/tc-13-1247-2019.
10. Glazirin G.E., Kodama Y., Ohata T. Stability of drifting snow-type perennial snow patches. *Bulletin of Glaciological Research*. 2004, 21: 1–8.
11. Shchetinnikov A.S. *Ledniki basseyna reki Pskem*. Glaciers of the Pskem river basin. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1976: 120 p. [In Russian].
12. Kharitonov G.G. Calculation methods of the avalanche nourishment of glaciers. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1979, 36: 155–159. [In Russian with English abstract].
13. Banerjee A., Shankar R. Estimating the avalanche contribution to the mass balance of debris covered glaciers. *The Cryosphere. Discussions*. 2014, 8: 641–657. doi: 10.5194/tcd-8-641-2014.
14. Popovnin V.V., Pylayeva T.V. Avalanche feeding of the Djankuat Glacier. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2015. № 2 (130): 21–32. doi: 10.15356/2076-6734-2015-2-21-32. [In Russian with English abstract].
15. Popovnin V.V., Sergiyevskaya Ya.Ye. On a feedback of the share of avalanche alimentation with a glacier accumulation. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2018, 58 (4): 437–447. doi: 10.15356/2076-6734-2018-4-437-447. [In Russian].
16. Oledeneniye Tyan Shanya. Glaciation of Tien Shan. Ed. M.B. Dyurgerov. Moscow: VINITI, 1995: 239 p. [In Russian].
17. *Atlas snezhno-ledovykh resursov mira*. World Atlas of Snow and Ice Resources. Ed. V.M. Kotlyakov. Moscow: Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, NPP «Kartografiya», 1997: 392 p. [In Russian and English].
18. Maksimov N.V., Zhabkin V.V., Barbat Yu.V. *Lavinoопасnye rayony Kirgizii*. Avalanches-endangered regions of Kirgizia. Frunze: Kyrgyzstan, 1975: 92 p. [In Russian].
19. Severskiy I.V., Blagoveshchenskiy V.P. *Otsenka lavinnoy opasnosti gornoy territorii*. Assessment of avalanche danger

21. Petrakov D., Shpuntova A., Aleinikov A., Kääh A., Kutuzov S., Lavrentiev I., Stoffel M., Tutubalina O., Usabaliev R. Accelerated glacier shrinkage in the Ak-Shyirak massif, Inner Tien Shan, during 2003–2013 // Science of the Total Environment. 2016. V. 562. P. 364–378. doi: 10.1016/j.scitotenv.2016.03.162.
22. Lazarev A., Turchaninova A., Seliverstov Yu., Komarov A., Sokratov S. Estimation of accumulation from snow avalanches on the mountain glaciers // Proc. of the Intern. Snow Science Workshop (ISSW). Innsbruck, Austria, 2018. Innsbruck: ISSW, 2018. P. 488–492.
23. Severskiy I.V., Blagoveshchenskiy V.P., Severskiy S.I., Xie Z., Zhang Z., Hu R. Snow cover and avalanches in Tian Shan Mountains. Almaty: VAC Publishing House, 2000. 180 p.
24. Благовещенский В.П. Определение лавинных нагрузок. Алма-Ата: Гылым, 1991. 116 с.
25. Диких А.Н. Вопросы метелевого переноса снега на леднике Кара-Баткак // Гляциологические исследования на Тянь-Шане (Работы Тянь-Шаньской физико-географической станции. Вып. VI). Фрунзе: Изд-во АН Киргизской ССР, 1964. С. 41–45.
26. Bartelt P., Bühler Y., Christen M., Deubelbeiss Y., Salz M., Schneider M., Schumacher L. RAMMS::AVALANCHE User Manual. V. 1.7.0. Davos: SLF, 2017. iii+97 P.
27. Christen M., Bartelt P., Kowalski J. RAMMS: Numerical simulation of dense snow avalanches in three-dimensional terrain // Cold Regions Science and Technology. 2010. V. 63. № 1–2. P. 1–14. doi: 10.1016/j.coldregions.2010.04.005.
28. Турчанинова А.С., Селиверстов Ю.Г., Глазовская Т.Г. Моделирование снежных лавин в программе RAMMS в России // ГеоРиск. 2015. № 4. С. 42–47.
29. Semakova E., Safronov V., Mamaraimov A., Nurtaev B., Semakov D., Bühler Y. Applying numerical snow avalanche simulations for hazard assessment in the Kamchik pass area, Uzbekistan // Proc. of the Intern. Snow Science Workshop (ISSW), Innsbruck, Austria, 2018. Innsbruck: ISSW, 2018. P. 701–704.
30. Kenzhebaev R., Barandun M., Kronenberg M., Chen Y., Usabaliev R., Hoelzle M. Mass balance observations and reconstruction for Batysh Sook Glacier, Tien Shan, from 2004 to 2016 // Cold Regions Science and Technology. 2017. № 135. P. 76–79. doi: 10.1016/j.coldregions.2016.12.007.
31. Kronenberg M., Barandun M., Hoelzle M., Huss M., Farinotti D., Azisov E., Usabaliev R., Gafurov A., Petrakov D., Kääh A. Mass-balance reconstruction for Glacier No. 354, Tien Shan, from 2003 to 2014 // Annals of Glaciology. 2016. № 57 (71). P. 92–101. doi: 10.3189/2016AoG71A032.
- of a mountain territory. Alma-Ata: Nauka, 1983: 220 p. [In Russian].
20. Geografiya lavin. Geography of avalanches. Eds.: S.M. Myagkov, L.A. Kanaev. Moscow: Moscow State University, 1992: 332 p. [In Russian].
21. Petrakov D., Shpuntova A., Aleinikov A., Kääh A., Kutuzov S., Lavrentiev I., Stoffel M., Tutubalina O., Usabaliev R. Accelerated glacier shrinkage in the Ak-Shyirak massif, Inner Tien Shan, during 2003–2013. Science of the Total Environment. 2016, 562: 364–378. doi: 10.1016/j.scitotenv.2016.03.162.
22. Lazarev A., Turchaninova A., Seliverstov Yu., Komarov A., Sokratov S. Estimation of accumulation from snow avalanches on the mountain glaciers. Proc. of the Intern. Snow Science Workshop (ISSW), Innsbruck, Austria, 2018. Innsbruck: ISSW, 2018: 488–492.
23. Severskiy I.V., Blagoveshchenskiy V.P., Severskiy S.I., Xie Z., Zhang Z., Hu R. Snow cover and avalanches in Tian Shan Mountains. Almaty: VAC Publishing House, 2000: 180 p.
24. Blagoveshchenskiy V.P. Opredelenie lavinnykh nagruzok. The definition of avalanches loads. Almaty: Gylym, 1991: 116 p. [In Russian].
25. Dykikh A.N. Problems of snow storm transportation on the Kara-Batckak Glacier. Glytsiologicheskie issledovaniya na Tyan'-Shane (Raboty Tyan'-Shan'skoY fiziko-geograficheskoy stantsii, VI). Glaciological Studies on Tien-Shan (The works of the Tien-Shan physical-geographical station, VI). Frunze: Izdatel'stvo Akademii Nauk Kirgizskoi SSR, 1964: 41–45. [In Russian].
26. Bartelt P., Bühler Y., Christen M., Deubelbeiss Y., Salz M., Schneider M., Schumacher L. RAMMS::AVALANCHE User Manual. V. 1.7.0. Davos: SLF, 2017: iii+97.
27. Christen M., Bartelt P., Kowalski J. RAMMS: Numerical simulation of dense snow avalanches in three-dimensional terrain. Cold Regions Science and Technology. 2010, 63 (1–2): 1–14. doi: 10.1016/j.coldregions.2010.04.005.
28. Turchaninova A.S., Seliverstov Yu.G., Glazovskaya T.G. Modeling of snow avalanches using RAMMS in Russia. Georisk. Georisk. 2015, 4: 42–47. [In Russian].
29. Semakova E., Safronov V., Mamaraimov A., Nurtaev B., Semakov D., Bühler Y. Applying numerical snow avalanche simulations for hazard assessment in the Kamchik pass area, Uzbekistan. Proceedings, International Snow Science Workshop (ISSW), Innsbruck, Austria, 2018. Innsbruck: ISSW, 2018: 701–704.
30. Kenzhebaev R., Barandun M., Kronenberg M., Chen Y., Usabaliev R., Hoelzle M. Mass balance observations and reconstruction for Batysh Sook Glacier, Tien Shan, from 2004 to 2016. Cold Regions Science and Technology. 2017, 135: 76–79. doi: 10.1016/j.coldregions.2016.12.007.
31. Kronenberg M., Barandun M., Hoelzle M., Huss M., Farinotti D., Azisov E., Usabaliev R., Gafurov A., Petrakov D., Kääh A. Mass-balance reconstruction for Glacier No. 354, Tien Shan, from 2003 to 2014. Annals of Glaciology. 2016, 57 (71): 92–101. doi: 10.3189/2016AoG71A032.

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И СНЕЖНЫЕ ЛАВИНЫ

УДК 551.578.46+551.345

<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-4-433>

Влияние оттепелей на снежный покров и промерзание грунта при современных изменениях климата

© 2019 г. А.В. Сосновский*, Н.И. Осокин

Институт географии РАН, Москва, Россия

*alexandr_sosnovskiy@mail.ru

Effect of thaws on snow cover and soil freezing under the contemporary climate change

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

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

*alexandr_sosnovskiy@mail.ru

Received February 19, 2019 / Revised April 16, 2019 / Accepted June 13, 2019

Keywords: *climate changes, depth of soil freezing, liquid precipitation, mathematical modeling, snow cover, thaws, thermal conductivity.*

Summary

Thaw and liquid precipitation retard cooling of snow cover and soil surface and so may be a factor of heating. Thaw slows down the soil freezing due to more active freezing of the wet snow, and, thus, promotes cooling and re-cooling of the soil. However, there are a number of factors which intensify the soil freezing after thaw. With thaw, the thickness of the snow cover decreases, and its density increases. In addition, after freezing wet snow improves the contact between the ice crystals, which increases the hardness and thermal conductivity of the snow. As a result, after the thaw, the thermal protection ability of the snow decreases, and this can accelerate freezing of the soil. The dynamics of snow accumulation in Russia is considered in the paper. Using data obtained in the Western Svalbard, we demonstrate the increase in the number of thaws and liquid precipitation and influence of them on the snow cover and soil freezing. The influence of thaw on the growth of thermal resistance of snow cover is also considered. Calculations have shown that in the absence of a thaw, the depth of soil freezing is 1.26 m. With a thaw lasting 10 days, which begins on the 40th day from the start of soil freezing, the depth of freezing is reduced down to 1.2 m without considering changes in snow cover. When taking into account changes in the thermal resistance of snow cover, the depth of soil freezing by the end of the cold period increases up to 1.32 cm. With a thaw in the mid-winter, i.e. on the 70th day, the depth of freezing decreases down to 1.22 m, that is smaller than the depth of freezing without thaw. This scenario is in accordance with changes in snow accumulation dynamics under the present-day climate, as in many areas most of the solid precipitation falls in the first half of the cold period. As a result, for a period after a thaw the smaller volume of snow will be deposited, and this will retard increasing in thermal resistance of the snow cover.

Citation: Sosnovsky A.V., Osokin N.I. Effect of thaws on snow cover and soil freezing under the contemporary climate change. *Led i Sneg. Ice and Snow.* 2019. 59 (3): 475–482. [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-4-433>.

Поступила 19 февраля 2019 г. / После доработки 16 апреля 2019 г. / Принята к печати 13 июня 2019 г.

Ключевые слова: *глубина промерзания грунта, жидкие осадки, климатические изменения, математическое моделирование, оттепели, снежный покров, теплопроводность.*

Рассмотрено влияние климатических изменений на динамику снегонакопления, оттепели и жидкие осадки за холодный период на Западном Шпицбергене. На основе математического моделирования и численных экспериментов определена глубина промерзания грунта при формировании оттепели в разный период времени.

Введение

Следствие климатических изменений — деградация многолетнемёрзлых пород (ММП), которая приводит к многочисленным авариям в инфра-

структуре промышленных объектов и населённых пунктов, а также к нарушениям в функционировании природных экосистем [1–4]. Весомый параметр, влияющий на состояние ММП, — снежный покров [5–8]. Климатические изменения

действуют на пространственную и временную изменчивость снежного покрова [9, 10], определяя его характеристики и теплозащитные свойства. Наряду с повышением температуры воздуха и увеличением частоты экстремальных явлений, климатические изменения вызывают рост числа оттепелей, количества жидких осадков и их интенсивность [11, 12]. В районах распространения ММП, в частности на архипелаге Шпицберген, это может ухудшить условия выхолаживания грунта, нагрев поверхности ММП до нулевых температур и возможную их деградацию [12]. Первая реакция на оттепель — повышение температуры снежного покрова и его возможное таяние. Поскольку снежный покров представляет собой промежуточное звено во взаимодействии приземного атмосферного воздуха и грунта, его дальнейшее изменение во многом определяет термическое состояние грунта [13].

На окружающую среду влияют жидкие осадки во время оттепелей [14, 15]. В работе [12] приведены полевые измерения и численное моделирование влияния жидких осадков в зимний период на температуру поверхности земли на Западном Шпицбергене. Во время таких событий дождевая вода просачивается в основание снежного покрова, где она замерзает и выделяет скрытую теплоту льдообразования. Так, в зимний сезон 2005/06 г. от 20 до 50% осадков выпадали зимой в виде дождя, что поддерживало температуру поверхности на уровне 0°C несколько недель. Измеренная средняя температура поверхности земли в заснеженный период составляла $-0,6^{\circ}\text{C}$, несмотря на то, что температура поверхности снега в среднем равна $-8,5^{\circ}\text{C}$. Сохранение таких условий в течение 3–5 лет приведёт к образованию талика. В то же время небольшое количество осадков незначительно влияет на температуру поверхности земли.

Оттепели могут оказывать на грунт разнонаправленное действие. При небольшой толщине снега оттепели и жидкие осадки приводят к нагреву снежного покрова и поверхности грунта до 0°C . Такая температура может сохраняться как в течение оттепели, так и в период промерзания влажного снега после оттепели. Это задерживает выхолаживание грунта из-за необходимости промерзания влажного снега, его охлаждения, повторного охлаждения приповерхностного слоя грунта до состояния перед от-

тепелью. В итоге условия выхолаживания грунта ухудшаются из-за затрат атмосферного холода на охлаждение снежного покрова и выход на термический режим грунта до оттепели.

Наряду с этим есть ряд факторов, улучшающих промерзание грунта после оттепели. Так, при оттепели уменьшается толщина снежного покрова и увеличивается его влажность. При этом часть воды аккумулируется на границе между кристаллами льда. При промерзании снежного покрова возрастёт его плотность и увеличится площадь контакта между ледяными кристаллами. Часть насыщенного водой снежного покрова может сформировать ледяные слои с высокой теплопроводностью. Кроме того, улучшение контактов между кристаллами льда у промёрзшего влажного снега приводит к росту твёрдости и теплопроводности снега [16]. В результате после оттепели снизится термическое сопротивление снежного покрова, которое определяет его теплозащитную способность, и может ускориться выхолаживание грунта.

Важный параметр оттепелей, влияющий на состояние снежной толщ и термический режим грунта, — время их образования. Когда оттепель происходит в марте–апреле, изменение теплозащитных свойств снежной толщ незначительно влияет на термическое состояние грунта, если только это не экстремальная оттепель с большим количеством жидких осадков, проникающих до поверхности грунта. Оттепель в начале холодного периода влияет на нижние слои снежного покрова и не затрагивает вышележащий снег, выпавший в дальнейшем. Поэтому при оценке влияния оттепели на состояние грунта актуален анализ динамики снегонакопления при современных климатических изменениях [10]. Цель исследований — оценка влияния оттепели на термическое сопротивление снежного покрова и глубину промерзания грунта.

Климатические изменения и оттепели

Климатические изменения рассмотрим на примере метеостанции Баренцбург (Западный Шпицберген). Как уже отмечалось, на термическое сопротивление снежного покрова и промерзание грунта влияют оттепели и жидкие осадки. Повышение отрицательных температур возду-

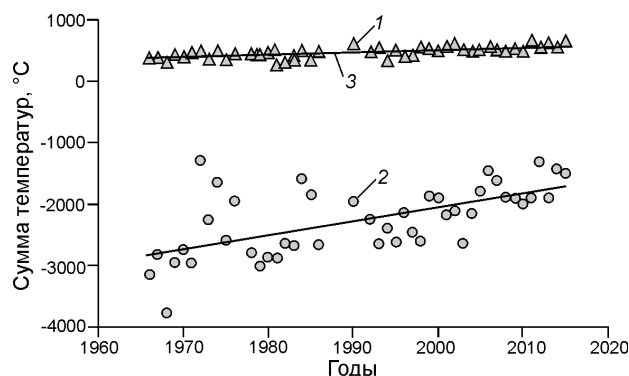


Рис. 1. Сумма положительных (1) и отрицательных (2) температур воздуха по данным метеостанции Баренцбург (Западный Шпицберген); 3 – тренд

Fig. 1. The sum of positive (1) and negative (2) air temperatures according to Barentsburg meteorological station (West Spitsbergen); 3 – the trend

ха на архипелаге Шпицберген (рис. 1) привело к росту числа дней с оттепелями и суммы жидких осадков за холодный период (рис. 2). Предполагалось, что оттепели и жидкие осадки соответствуют положительной средней суточной температуре воздуха. Поэтому определяли число суток с положительной средней суточной температурой воздуха и величину осадков за эти периоды, а затем проводили их суммирование за холодный период.

Тренд суммы положительной и отрицательной температур воздуха составляет соответственно

$$y = 4,2779x - 8031,6, R^2 = 0,4685 \text{ и}$$

$$y = 22,822x - 47693, R^2 = 0,3783,$$

где R – величина достоверности аппроксимации. Это приблизительно соответствует росту средней суточной положительной температуры воздуха за 10 лет на $0,36^\circ\text{C}$ и средней суточной отрицательной температуры воздуха на $0,93^\circ\text{C}$. Статистическая значимость трендов оценена на основе t -критерия Стьюдента при уровне значимости 95%. Для трендов сумм положительных и отрицательных температур воздуха расчётный t -критерий составляет 6,2 и 5,1 соответственно, что больше критического значения t -критерия для значимости 95%, которая составляет $t_5 = 2,0$. Поэтому эти тренды статистически значимы.

Суммарная продолжительность оттепелей и количество жидких осадков за холодный период 1973–2013 гг. представлены на рис. 2, а и б. Тренды продолжительности оттепелей и количества жидких осадков во время оттепелей имеют поло-

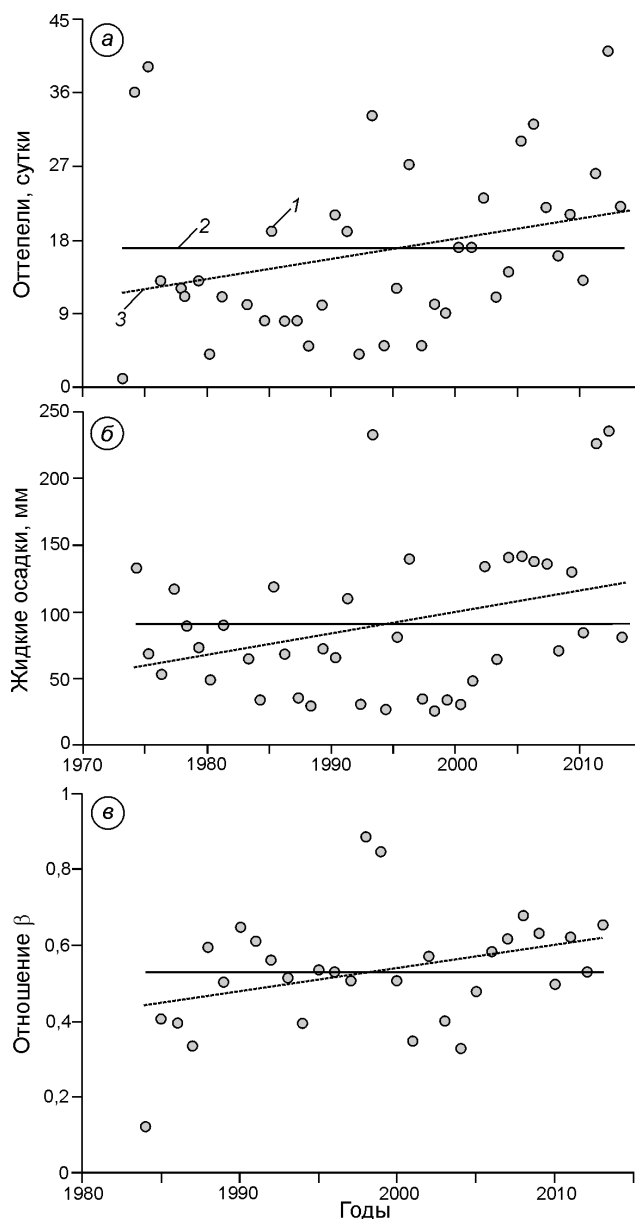


Рис. 2. Число дней с оттепелью (а), количество жидких осадков за холодный период (б) и величина β – отношение толщины снежного покрова на 1 января к максимальной толщине снежного покрова (в): 1 – данные метеостанции Баренцбург; 2 – среднее многолетнее значение; 3 – тренд

Fig. 2. Number of days with thaw (a) and sum of liquid precipitation (б) during the cold period and the value of β – the ratio of snow depth until January 1 to the maximum snow depth (в): 1 – data of Barentsburg weather station; 2 – average long-term value; 3 – the trend

жительную направленность. Рост суммарной продолжительности оттепелей за холодный период 1973–2013 гг. составил от 11 до 21 суток, а количе-

ство жидких осадков увеличилось с 57 до 121 мм. Согласно рис. 2, а и б, после 2000 г. резко увеличилось число оттепелей и сумм жидких осадков за холодный период. Так, тренд продолжительности оттепелей за период 1973–2013 гг. составляет $y = 0,2493x - 480,62$ ($R^2 = 0,0855$ – рост суммарной продолжительности оттепелей 0,25 суток в год). Тренды продолжительности оттепелей и величины жидких осадков не достигают уровня значимости 95% за весь рассматриваемый период.

С 2000 по 2013 г. продолжительность оттепелей существенно возросла – $y = 0,7759x - 1535,3$ $R^2 = 0,1531$ – и составила 0,78 суток в год. Наряду с увеличением продолжительности оттепелей после 2000 г., произошёл рост зимних осадков. Тренды за периоды 1973–2013 и 2000–2013 гг. следующие:

$$y = 1,6013x - 3102,4; R^2 = 0,1105 \text{ и}$$

$$y = 7,5282x - 14989; R^2 = 0,2678.$$

Согласно линейному тренду, количество зимних осадков за 1973–2013 гг. увеличилось с 57 до 121 мм, тогда как за период 2000–2013 гг. – с 67 до 165 мм. При этом тренды числа суток оттепелей и величины жидких осадков за периоды 2000–2013 гг. статистически значимы.

Экстремальные значения наибольшей продолжительности оттепелей за холодный период (Западный Шпицберген) приходятся на 2012 г. (41 сутки и 236 мм жидких осадков). Так, в конце января 2012 г. после жидких осадков толщина снега снизилась с 117 см до 91 см. Только за сутки 29 января 2012 г. толщина снежного покрова уменьшилась на 16 см при 27 мм жидких осадков. В районе пос. Баренцбург толщина льда на грунте превысила 10 см. Толщина снежного покрова в значительной степени определяет возможную изменчивость глубины промерзания сезонно-мёрзлого грунта и термический режим сезонно-талого грунта.

Глубина промерзания грунта зависит также от внутригодовой динамики метеопараметров, в частности от динамики снегонакопления в первой половине холодного периода [17]. Достаточно тонкий снежный покров в начале зимы и низкие температуры воздуха способствуют быстрому промерзанию грунта. Поэтому важная характеристика снежного покрова, влияющая на промерзание грунта, – отношение толщины снега до января к его максимальной толщине – величина

β , которая в определённой степени показывает динамику толщины снежного покрова. В работе [10] рассчитаны средние значения величины β за 2001–2010 гг. на территории России. Величина β определялась на 1 января за каждый год, а затем проводилось осреднение. Расчёты показали, что в Сибири до 1 января толщина снежного покрова составляет более половины своего максимального значения. На большей части Европейской территории России, за исключением северо-восточных районов, величина β не превышает 45%. В бассейне р. Лена и в Читинской области до января выпадает до 70–80% твёрдых осадков. Изменение величины β за период 2001–2010 гг. относительно периода 1966–2000 гг. показывает смену динамики снегонакопления [10]. Если в районах восточнее р. Лена, в Забайкалье и бассейне р. Индигирка, величина β увеличилась, то на Европейской территории России и в бассейне р. Обь она снизилась на 20–40%. Снижение до 15% отмечено в районах Западной Якутии и в бассейне Енисея. В случае падения величины β глубина промерзания грунта растёт.

При анализе влияния оттепели на термическое сопротивление снежного покрова видно, что, чем значительнее величина β , тем большая часть снежной толщ будет преобразована под влиянием оттепели и более значимым будет снижение термического сопротивления снежного покрова. По данным метеостанции Баренцбург величина β увеличилась, согласно линейному тренду ($y = 0,0061x - 11,724$, $R^2 = 0,1255$), с 0,38 до 0,56 с 1984 по 2013 г. (см. рис. 2, в), тогда как за период с 2000 по 2013 г. эта величина, согласно линейному тренду ($y = 0,0158x - 31,167$, $R^2 = 0,351$), изменилась с 0,43 до 0,64, и тренд за этот период статистически значим. При этом с учётом переноса метеостанции Баренцбург на новое место оценка величины β проводилась с 1984 г.

Влияние оттепели на снежный покров

Рост числа оттепелей и суммы жидких осадков за холодный период приводит к таянию снежного покрова, уменьшению его толщины и повышению влажности. Наличие жидких осадков вызывает дополнительный рост влажности снега. При небольшой толщине снежного покрова его температура повышается до 0 °С, что

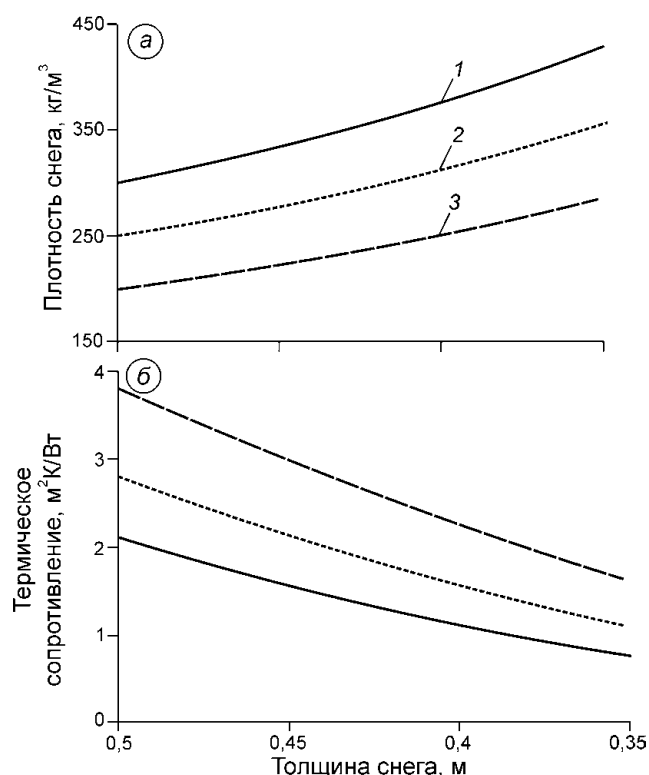


Рис. 3. Плотность (а) и термическое сопротивление (б) снежного покрова при таянии снега при начальной плотности снега, кг/м³:
1 – 300; 2 – 250; 3 – 200

Fig. 3. Density (a) and thermal resistance (b) of snow cover during snow melting at the initial snow density, kg/m³:
1 – 300; 2 – 250; 3 – 200

замедляет или останавливает промерзание грунта. При оттепели снижается толщина снежного покрова и увеличивается его плотность. Так, при сохранении в снежном покрове талой воды (за счёт таяния снега и без жидких осадков) плотность возрастает в соответствии с рис. 3, а. При промерзания влажного снега термическое сопротивление снежного покрова $R_s = h/\lambda$ (h – толщина снега; λ – коэффициент теплопроводности снега) может значительно уменьшиться (см. рис. 3, б) из-за снижения толщины и увеличения плотности снега. При этом термическое сопротивление может снизиться более чем вдвое, что в дальнейшем будет способствовать промерзанию и выхолаживанию грунта.

Расчёт коэффициента теплопроводности снега проводился по формуле [17]

$$\lambda = 9,165 \cdot 10^{-2} - 3,814 \cdot 10^{-4} \rho + 2,905 \cdot 10^{-6} \rho^2,$$

где ρ – плотность снега, кг/м³.

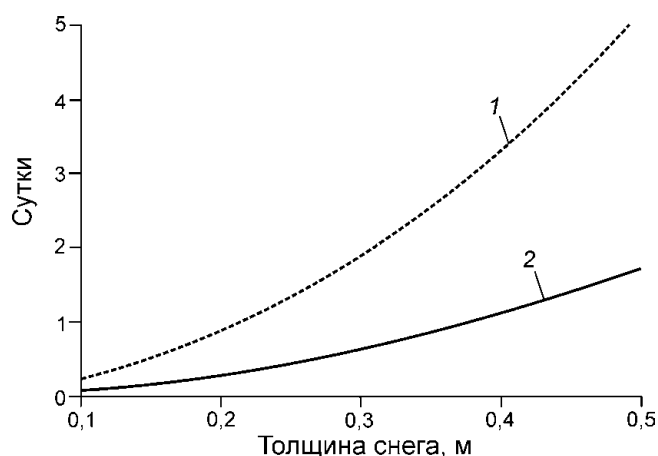


Рис. 4. Время промерзания снега плотностью 300 кг/м³ и влажностью, %:
1 – 15; 2 – 5. Скорость ветра 3 м/с, температура воздуха –15 °С

Fig. 4. Time of freezing snow at the density of 300 kg/m³ and wetness, %:
1 – 15; 2 – 5. Wind speed 3 m/s, air temperature –15 °С

При снижении толщины снежного покрова с 50 до 40 см (во время оттепели) его плотность увеличивается с 250 до 313 кг/м³ за счёт аккумуляции талой воды при условии сохранения водозапаса (см. рис. 3, а). Снижение толщины и рост плотности снега приводят к уменьшению термического сопротивления снежного покрова с 2,8 до 1,7 м²K/Wt. После оттепели часть времени будет потрачена на промерзание влажного снега. Так, при температуре воздуха –15 °С для промерзания снега толщиной 0,4 м, плотностью 300 кг/м³ и влажностью 15% потребуется 3,3 суток (рис. 4). При влажности снега 5% это время составит около одних суток. Таким образом, снег с небольшой влажностью достаточно быстро промерзает.

Результаты расчётов

Для оценки влияния оттепели на промерзание грунта выполнены численные эксперименты. Расчёты проводили по математической модели промерзания грунта под снежным покровом, рассмотренной в работе [17]. Для расчётов приняты средняя за пять месяцев температура воздуха –15 °С, которая изменяется по синусоиде (с минимальным значением –23 °С), и максимальная толщина снега 0,5 м (при постоянной динамике снегонакопления). Пред-

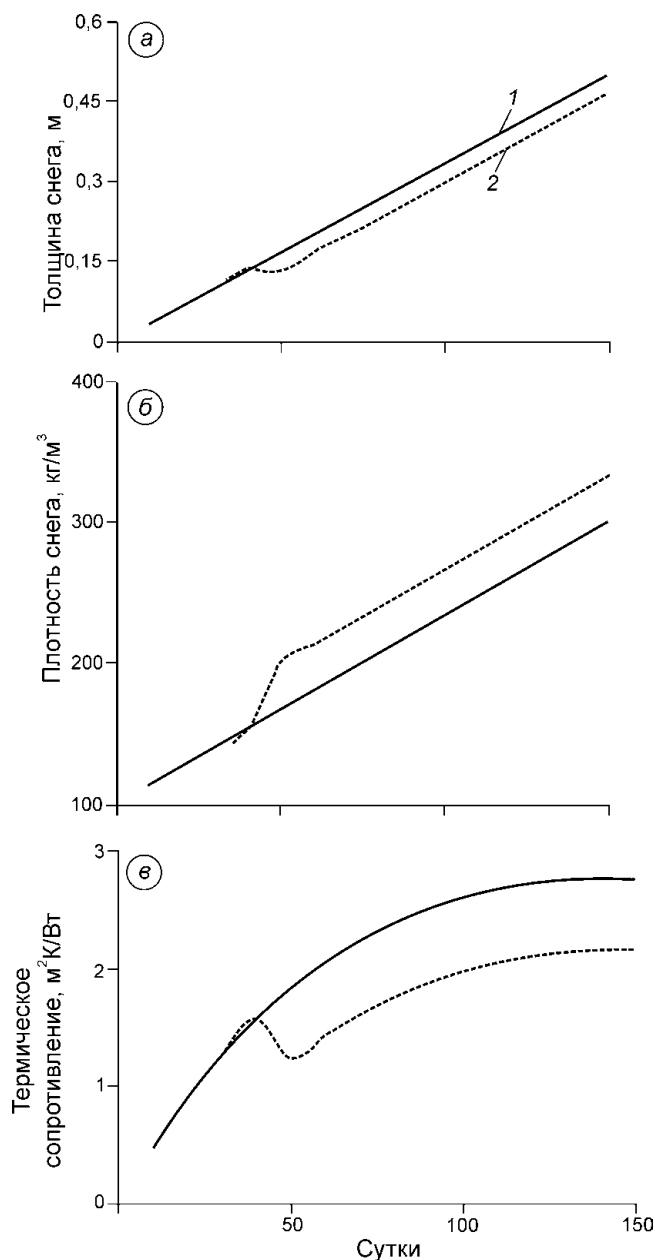


Рис. 5. Толщина (а), плотность (б) и термическое сопротивление (в) снежного покрова без оттепели (1) и при оттепели (2) продолжительностью 10 суток с 40-х до 50-х суток

Fig. 5. Thickness (a), density (б) and thermal resistance (в) of snow cover without a thaw (1) and taking into account a thaw (2) during 10 days with the 40th to the 50th day

полагалось наличие оттепели длительностью 10 суток, начиная от 40-х суток с начала наступления отрицательных температур воздуха. При расчётах приняты следующие изменения толщины, плотности и термического сопротивления снежного покрова на 50-е сутки без отте-

пели (в скобках — при оттепели): 16,7 (13,3) см; 167 (200) кг/м³; 1,84 (1,24) м²К/Вт (рис. 5).

В итоге к концу холодного периода — на 150-е сутки — за счёт оттепели и жидких осадков толщина снега уменьшилась с 50 до 46 см, а плотность увеличилась с 300 до 333 кг/м³. При оттепели сумма отрицательных температур градусо-суток сократилась на 190 градусо-суток, или на 8,4%, к концу холодного периода, тогда как среднее за 150 суток значение термического сопротивления уменьшилось с 2,76 до 2,17 м²К/Вт — на 27%. При этом тепловой поток через снежный покров приблизительно прямо пропорционален температуре воздуха и обратно пропорционален термическому сопротивлению снежного покрова.

Расчёты показали, что глубина промерзания грунта влажностью 30% составляет 1,26 м. При оттепели глубина промерзания снижается за счёт роста суммы отрицательных температур. Так, при оттепели длительностью 10 суток на 40-е сутки (без изменения толщины и плотности снега, только с изменением температуры воздуха) глубина промерзания снижается до 1,2 м. Однако при учёте снижения термического сопротивления снежного покрова (при оттепели на 40-е сутки) глубина промерзания грунта увеличивается до 1,32 м. При оттепели продолжительностью 10 суток в середине зимы — на 70-е сутки — глубина промерзания снизится до 1,17 м при учёте только изменения температуры воздуха. Учёт таяния и уплотнения снега увеличивает промерзание грунта до 1,22 м, что меньше, чем глубина промерзания без оттепели.

Результаты расчётов показали, что при оттепели в первой половине холодного периода может увеличиться глубина промерзания грунта из-за снижения термического сопротивления снежного покрова. Этому сценарию будет способствовать изменение динамики снегонакопления при современном климате, так как всё большая часть твёрдых осадков выпадает в первой половине холодного периода. В результате меньшая часть осадков выпадает во второй части зимы и меньше свежего рыхлого снега отложится за период после оттепели. Поэтому при оттепелях в первой половине холодного периода большая часть снежного покрова будет подвержена её влиянию, что приведёт в дальнейшем к снижению термического сопротивления снежного покрова.

Заключение

Анализ данных по метеостанции Баренцбург показал, что в результате современных климатических изменений растёт число оттепелей, количество и интенсивность выпадающих жидких осадков, изменяется и динамика снегонакопления. Оттепели и жидкие осадки приводят к прогреву снежного покрова и приповерхностного слоя грунта. Вместе с тем воздействие оттепелей уменьшает толщину снега, повышая его плотность и теплопроводность, что снижает термическое сопротивление снежного покрова и его теплозащитные свойства.

Расчёты показали, что при оттепели в первой половине зимы возможен рост глубины промерзания грунта из-за снижения термического сопротивления снежного покрова. Этому сценарию способствует изменение динамики снегонакопления при современном климате. Так, во многих районах всё большая часть твёрдых осадков выпадает в первой половине холодного периода. Поэтому при оттепели в этот период большая часть снежного покрова будет подвержена её влиянию, что приведёт к снижению термического сопротивления снежного покрова в дальнейшем. В результате во второй части зимы выпадет меньшая часть осадков и меньше свежего рыхлого снега отложится за период после оттепели. При расчётах не учитывался эффект роста твёрдости снега при промерзании влажного снега, который связан с ростом коэффициента теплопроводности снега. Учёт этого фактора будет способствовать лучшему выхолаживанию грунта.

В работе А.В. Павлова [18] отмечается эффект саморегуляции в снежном покрове при по-

теплении климата: при росте температуры снега увеличивается вклад диффузии водяного пара в коэффициент теплопроводности, что в какой-то степени компенсирует рост температуры воздуха при потеплении и способствует охлаждению грунта. Также рост числа оттепелей вызывает снижение термического сопротивления снежного покрова и может в определённой степени компенсировать повышение отрицательных температур воздуха и влияние оттепелей на промерзание грунта.

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

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

Литература

1. Etzelmuller B., Schuler T.V., Isaksen K., Christiansen H.H., Farbroth H., Benestad R. Modeling the temperature evolution of Svalbard permafrost during the 20th and 21st century // *The Cryosphere*. 2011. № 5. P. 67–79. doi: 10.5194/tc-5-67-2011.
2. Osterkamp T.E., Viereck L., Shur Y., Jorgenson M.T., Racine C.H., Doyle A.P., Boone R.D. Observations of thermokarst in boreal forests in Alaska // *Arctic, Antarctic, Alpine Research*. 2000. V. 32. № 3. P. 303–315.
3. Jorgenson M.T., Racine C.H., Waiters J.C., Osterkamp T.E. Permafrost degradation and ecological changes associated with a warming climate in central Alaska // *Climate Change*. 2001. № 48. P. 551–579.

References

1. Etzelmuller B., Schuler T.V., Isaksen K., Christiansen H.H., Farbroth H., Benestad R. Modeling the temperature evolution of Svalbard permafrost during the 20th and 21st century. *The Cryosphere*. 2011, 5: 67–79. doi: 10.5194/tc-5-67-2011.
2. Osterkamp T.E., Viereck L., Shur Y., Jorgenson M.T., Racine C.H., Doyle A.P., Boone R.D. Observations of thermokarst in boreal forests in Alaska. *Arctic, Antarctic, Alpine Research*. 2000, 32 (3): 303–315.
3. Jorgenson M.T., Racine C.H., Waiters J.C., Osterkamp T.E. Permafrost degradation and ecological changes associated with a warming climate in central Alaska. *Climate Change*. 2001, 48: 551–579.

4. Yoshikawa K., Hinzman L. Shrinking thermokarst ponds and groundwater dynamics in discontinuous permafrost // *Permafrost Periglacial Process*. 2003. № 14. P. 151–160.
5. Рихтер Г.Д. Роль снежного покрова в физико-географическом процессе // *Тр. Ин-та географии АН СССР*. Вып. 40. 1948. С. 64–75.
6. Шерстюков А.Б. Корреляция температуры почвогрунтов с температурой воздуха и высотой снежного покрова на территории России // *Криосфера Земли*. 2008. Т. XII. № 1. С. 79–87.
7. Yonghong Yi, John S. Kimball, Richard H. Chen, Mahta Moghaddam, Charles E. Miller. Sensitivity of active-layer freezing process to snow cover in Arctic Alaska // *The Cryosphere*. 2019. № 13. P. 197–218. doi.org/10.5194/tc-13-197-2019.
8. Осокин Н.И., Сосновский А.В., Накалов П.Р., Чернов Р.А., Лаврентьев И.И. Климатические изменения и возможная динамика многолетнемерзлых грунтов на архипелаге Шпицберген // *Лёд и Снег*. 2012. № 2 (52). С. 115–120.
9. Шмакин А.Б. Климатические характеристики снежного покрова Северной Евразии и их изменения в последние десятилетия // *Лёд и Снег*. 2010. № 1 (109). С. 43–57.
10. 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.
11. Semenov V.A., Bengtsson L. Secular trends in daily precipitation characteristics: greenhouse gas simulation with a coupled AOGCM // *Climate Dynamics*. 2002. № 19. P. 123–140. doi: 10.1007/s00382-001-0218-4.
12. Westermann S., Boike J., Langer M., Schuler T.V., Etzelmüller B. Modeling the impact of wintertime rain events on the thermal regime of permafrost // *The Cryosphere*. 2011. № 5. P. 945–959.
13. 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.
14. Rennert K., Roe G., Putkonen J., Bitz C. Soil thermal and ecological impacts of rain on snow events in the circumpolar Arctic // *Journ. of Climate*. 2009. № 22. P. 2302–2315.
15. Putkonen J., Roe G. Rain-on-snow events impact soil temperatures and affect ungulate survival // *Geophys. Research Letters*. 2003. № 30 (4). P. 1188. doi: 10.1029/2002GL016326.
16. Котляков В.М., Осокин Н.И., Сосновский А.В. Оценка коэффициента теплопроводности снега по его плотности и твёрдости на Западном Шпицбергене // *Лёд и Снег*. 2018. Т. 58. № 3. С. 343–352. doi: 10.15356/2076-6734-2018-3-343-352.
17. Осокин Н.И., Сосновский А.В. Влияние динамики температуры воздуха и высоты снежного покрова на промерзание грунта // *Криосфера Земли*. 2015. Т. XIX. № 1. С. 99–105.
18. Павлов А.В. Мониторинг криолитозоны. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2008. 230 с.
4. Yoshikawa K., Hinzman L. Shrinking thermokarst ponds and groundwater dynamics in discontinuous permafrost. *Permafrost Periglacial Process*. 2003, 14: 151–160.
5. Richter G.D. Rol' snezhnogo pokrova v fiziko-geograficheskom protsesse. The role of snow cover in the physical-geographical process. *Trudy Instituta geografii AN SSSR*. Proc. of the Institute of Geography, USSR Academy of Sciences. 1948, 40: 64–75. [In Russian].
6. Sherstyukov A.B. Correlation of soil temperature with air temperature and snow depth in Russia. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2008, XII (1): 79–87. [In Russian].
7. Yonghong Yi., John S. Kimball, Richard H. Chen, Mahta Moghaddam, Charles E. Miller. Sensitivity of active-layer freezing process to snow cover in Arctic Alaska. *The Cryosphere*. 2019, 13: 197–218. doi.org/10.5194/tc-13-197-2019.
8. Osokin N.I., Sosnovsky A.V., Nakalov P.R., Chernov R.A., Lavrentiev I.I. Climatic change and dynamics of the permafrost on Svalbard. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2012, 2 (52): 115–120. [In Russian].
9. Shmakin A.B. Climatic characteristics of snow cover of Northern Eurasia and their variation in the last decades. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2010, 1 (109): 43–57. [In Russian].
10. Osokin N.I., Sosnovsky A.V. Spatial and temporal variability of depth and density of the snow cover in Russia. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2014, 54 (4): 72–80. [In Russian].
11. Semenov V.A., Bengtsson L. Secular trends in daily precipitation characteristics: greenhouse gas simulation with a coupled AOGCM. *Climate Dynamics*. 2002, 19: 123–140. doi: 10.1007/s00382-001-0218-4.
12. Westermann S., Boike J., Langer M., Schuler T.V., Etzelmüller B. Modeling the impact of wintertime rain events on the thermal regime of permafrost. *The Cryosphere*. 2011, 5: 945–959.
13. 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. [In Russian].
14. Rennert K., Roe G., Putkonen J., Bitz C. Soil thermal and ecological impacts of rain on snow events in the circumpolar Arctic. *Journ. of Climate*. 2009, 22: 2302–2315.
15. Putkonen J., Roe G. Rain-on-snow events impact soil temperatures and affect ungulate survival. *Geophys. Research Letters*. 2003, 30 (4): 1188. doi: 10.1029/2002GL016326.
16. Kotlyakov V.M., Sosnovsky A.V., Osokin N.I. Estimation of thermal conductivity of snow by its density and hardness in Svalbard. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2018, 58 (3): 343–352. doi: 10.15356/2076-6734-2018-3-343-352. [In Russian].
17. Osokin N.I., Sosnovsky A.V. Impact of dynamics of air temperature and snow cover thickness on the ground freezing. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2015, XIX (1): 99–105. [In Russian].
18. Pavlov A.V. *Monitoring of Permafrost*. Novosibirsk: Geo Publishers, 2008: 230 p. [In Russian].

Загрязнение поверхности снега полициклическими ароматическими углеводородами при образовании изморози

© 2019 г. М.П. Тентюков^{1*}, Д.Н. Габов², Д.В. Симоненков³, Е.Г. Язиков⁴

¹Сыктывкарский государственный университет им. Питирима Сорокина, Сыктывкар, Россия; ²Институт биологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия; ³Институт оптики атмосферы им. В.Е.Зуева СО РАН, Томск, Россия; ⁴Томский политехнический университет, Томск, Россия

*tentukov@yandex.ru

Pollution of the snow surface with polycyclic aromatic hydrocarbons during the formation of frost

M.P. Tentyukov^{1*}, D.N. Gabov², D.V. Simonenkov³, E.G. Yazikov⁴

¹Syktvkar State University named after Pitirim Sorokin, Syktvkar, Russia; ²Institute of Biology of Komi Scientific Centre of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Syktvkar, Russia; ³V.E. Zuev Institute of Atmospheric Optics of Siberian Branch of the Russian Academy of Science, Tomsk, Russia; ⁴Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia

*tentukov@yandex.ru

Received November 14, 2018 / Revised May 15, 2019 / Accepted September 19, 2019

Keywords: *atmospheric precipitation of hydrocarbons, cryohydrates, crystal morphology of hoarfrost, Forel's lines, formation of hoarfrost, hydrocarbon contamination of snow, polycyclic aromatic hydrocarbons, snow cover nano-relief.*

Summary

When analyzing chemical compositions of snow the high variability of content of polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) in snow cover between snowfalls is observed. Researchers explain this by concentrating of snow. However, another mechanism of atmospheric contamination of the snow cover surface is possible. It may be a precipitation of fine crystals of PAHs from the atmosphere in the composition of cryohydrates, which can form aerogenic anomalies on the snow surface at formation of hoarfrost. The process starts in the atmosphere during the interaction of finely dispersed crystals of PAHs with cloud supercooled drops. This results in the cryogenic concentration of solid particles of PAHs by way of formation of solid eutectic mixture – cryohydrates, which are a two-phase system consisting of a fine mixture of crystals of solid particles and ice. Evidence of their manifestation is the presence of the Forel hatching on the surface of the facets of the hoarfrost crystals appearing due to the different optical density of alternating zones, which consist of interpenetrating domains of crystallized solid aerosols and ice. At the same time, due to the presence of temperature inversion over the snow cover and its drying effect on the near-snow layer of air, a stable mass transport of water vapor down to the snow cover is formed, which can initiate the flow of fine cryohydrates from the PAHs. Therefore, the growth of atmospheric ice crystals, begun in the surface atmosphere, continues on the snow surface during formation of hoarfrost, thus creating a special nano-relief of snow cover. The paper presents the results of observations of changes in the concentration of individual PAHs in the upper 18 mm layer of snow at accumulation of the surface hoarfrost during a long period between snowfalls. Some micro-morphological features of the forms of skeletal rime micro-crystals are shown, with which an increase in the nano-roughness of the snow surface is associated, as well as the manifestation of the signal of the aerogenic PAH anomaly on the snow surface. Since the conditions for the formation of surface hoarfrost occur more often than for snowfalls, the hoarfrost may be an informative object of testing when detecting hydrocarbon contamination of snow cover during the intervals between snowfalls.

Citation: Tentyukov M.P., Gabov D.N., Simonenkov D.V., Yazikov E.G. Pollution of the snow surface with polycyclic aromatic hydrocarbons during the formation of frost. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2019. 59 (4): 483–493. [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-4-405>.

Поступила 14 ноября 2018 г. / После доработки 15 мая 2019 г. / Принята к печати 19 сентября 2019 г.

Ключевые слова: *атмосферный сток углеводородов, криогидраты, кристалломорфология поверхностной изморози, нанорельеф снежного покрова, полициклическое ароматическое углеводородное загрязнение снега, углеводороды, штриховка Фореля.*

Рассматриваются физические свойства снежного покрова, контролирующие механизм загрязнения снежного покрова полициклическими ароматическими углеводородами при образовании поверхностной изморози. Показаны некоторые микроморфологические признаки различных форм скелетных кристаллов изморози, участвующих в указанном процессе. Обсуждается механизм загрязнения поверхности снежного покрова, связанного с атмосферным стоком тонкодисперсных кристаллов полициклических ароматических углеводородов в составе криогидратов.

Введение

Один из главных техногенных источников поступления полициклических ароматических углеводородов (ПАУ) в атмосферу — сжигание ископаемого топлива [1]. Отметим, что для многих ПАУ температура плавления кристаллов находится в интервале 80–250 °С [2]. Поэтому в зольных уносах и газовых выбросах, образующихся при сжигании угля и топочного мазута, большинство ПАУ могут присутствовать в виде тонкодисперсного кристаллического вещества. Так, полиарены, поступающие в атмосферу в зимний сезон, адсорбируются преимущественно на аэрозольных частицах размером 0,1–3,0 мкм и способны длительное время оставаться в воздухе и переноситься на большие расстояния [3]. В работах [4, 5] показано, что высокомолекулярные ПАУ, имеющие низкую летучесть, концентрируются на твёрдых частицах, особенно в условиях низких температур, тогда как низкомолекулярные летучие ПАУ, характеризующиеся низким давлением пара, сосредоточены, как правило, в газовой фазе.

Изучение сезонной динамики выведения ПАУ из атмосферы показало, что в твёрдых атмосферных осадках их накопление выше, чем в жидких [6, 7]. Замечена также высокая вариабельность концентраций ПАУ в снежной толще в перерывах между снегопадами, которую исследователи [8] объясняют уплотнением снега. Однако отмеченное явление может быть связано с атмосферным стоком тонкодисперсных кристаллов ПАУ в составе криогидратов, которые могут формировать аэрогенные аномалии на поверхности снега при образовании поверхностной изморози.

Задачи настоящей работы — исследовать особенности загрязнения полициклическими углеводородами верхнего слоя снега с поверхностной изморозью и оценить его информативность в качестве объекта опробования при выявлении углеводородного загрязнения поверхности снега в перерывах между снегопадами.

Постановка проблемы и обоснование выбора объекта исследования

При отрицательной температуре в атмосфере почти всегда присутствует хотя бы незначительное количество субохлаждённой влаги в

виде очень мелких облачных капель диаметром 2–20 мкм [9]. Их взаимодействие с твёрдыми частицами аэрозолей инициирует зарождение атмосферного льда [10]. Не исключено, что, попав в атмосферу, тонкодисперсные кристаллы ПАУ могут включаться в процессы атмосферного льдообразования в результате фазовых переходов дисперсных капель субохлаждённой влаги и криогенного концентрирования тонкодисперсных кристаллов ПАУ.

Данное предположение основывается на результатах работ [11, 12], согласно которым водяной пар может активно конденсироваться на поверхности дисперсных минеральных частиц с образованием скоплений (островков) плёночной влаги в неоднородностях поверхности при влажности воздуха около 80%. При этом увеличение толщины плёночной влаги в таких неоднородностях возможно даже в условиях недосыщения [13]. Таким образом, водяной пар может конденсироваться на поверхности твёрдых частиц (гетерогенная кристаллизация) при более низких значениях относительной влажности воздуха, чем те, при которых происходит гомогенное образование атмосферного льда. Поэтому кристаллы атмосферного льда часто содержат дисперсные частицы твёрдого аэрозоля [14], размер которых может варьировать от 0,001 до 700 мкм [15, 16]. Следовательно, тонкодисперсные кристаллы ПАУ в условиях атмосферы могут участвовать в формировании атмосферного льда в виде твёрдых гидрометеоров (снег, изморозь), которые играют определённую роль в осаждении ПАУ из приземного воздуха, а также могут влиять на особенности углеводородного загрязнения поверхности снега. Поскольку условия для кристаллообразования поверхностной изморози возникают чаще, чем для выпадения снегопада [17], поверхностная изморозь может оказаться информативным объектом опробования при выявлении загрязнения ПАУ поверхности снежного покрова в перерывах между снегопадами.

Методика

Наблюдения за кристаллообразованием поверхностной изморози проводили на снегомерной площадке «РБК» с 13 января по 21 февраля 2012 г. Площадка расположена в пределах зелёной зоны

в 4 км к западу от г. Сыктывкар на опытном поле Радиобиологического корпуса Института биологии Коми НЦ УрО РАН. В 400 м к северо-востоку от площадки находится котельная, которая работает на топочном мазуте, а в 4 км к югу — жилой посёлок городского типа со смешанным типом отопления (печное, малые котельные на угле и мазуте), т.е. площадка наблюдений оказывалась в зоне аэротехногенного воздействия при северо-восточных и южных ветрах. Их повторяемость для северо-восточных ветров составляет 3–5%, южных — 25–30% (при расчётах использовали данные ВНИИ ГМИ-МЦО Росгидромета для ГМС Сыктывкар [18]). Работы по наблюдению за изморозью предусматривали визуальную регистрацию признаков кристаллообразования изморози на поверхности снега и фиксирование прироста снежной толщи за счёт формирования изморози в период между снегопадами (с 24 января по 21 февраля 2012 г.) с использованием инеемерной рейки и пластины-уровнемера по способу, приведённому в работе [19].

Изучение микроморфологии кристаллов поверхностной изморози выполняли в полевых условиях. Для микросъёмки кристаллы изморози отбирали пластиковой лопаткой непосредственно с поверхности снежного покрова, поэтому их морфология отображает естественные условия кристаллообразования. При микрофотографировании использовался мобильный цифровой микроскоп Digital Lab Mobil с ЖК-дисплеем с возможностью подключения к компьютеру через USB-разъём. Отдельные кристаллы изморози фотографировали при солнечном освещении на чёрной подложке с 7–15-кратным увеличением (все микрофотографии, представленные в настоящей статье, взяты из работы автора [20]).

Отбор проб верхнего слоя снега с кристаллами поверхностной изморози для определения содержания ПАУ выполняли с помощью специального пробоотборника [17]. Для отбора пробы верхнего слоя снега с кристаллами поверхностной изморози вертикальная пластина угольника погружалась в снег до тех пор, пока его горизонтальная пластина не достигнет поверхности снега, не касаясь его. Затем вдоль лицевого края горизонтальной пластины угольника отрывали неглубокий снежный шурф, одна стенка которого совпадала с лицевым краем горизонтальной пластины угольника. После этого в направляющие горизонтальной

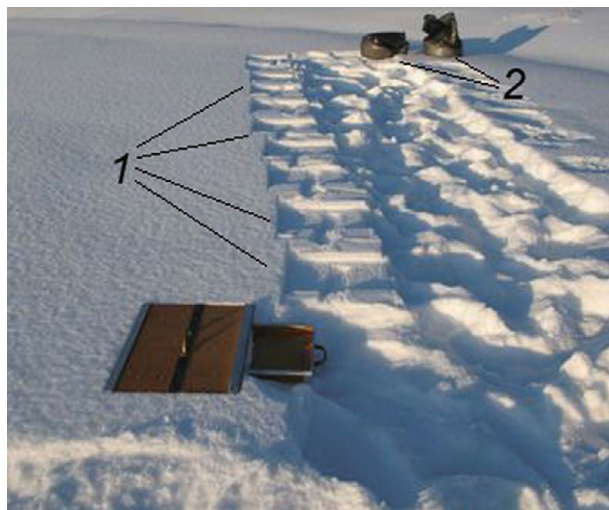


Рис. 1. Схема опробования верхнего 18-миллиметрового слоя снега с поверхностной изморозью на инеемерной площадке:

1 — точки пробоотбора верхнего слоя снега с поверхностной изморозью на линии пробоотбора; 2 — сборные пробы верхних 18 мм слоя снега с поверхностной изморозью на линии пробоотбора

Fig. 1. The scheme of testing the surface frost on the frost-measuring field:

1 — frost sampling points on the sampling line; 2 — assembly of the frost samples on the sampling line

пластины вставляли нож-лоток (с высотой бортиков 18 мм) и вдвигали его в снежную стенку шурфа. Полученный таким способом снежный брикет помещали для получения сборной пробы в пластиковый мешок большого объёма. Чтобы получить нужный объём пробы талой воды, операцию по линии пробоотбора повторяли 11 раз. В результате объём одной сборной пробы составлял 22–26 л снега. В день пробоотбора таким способом получали четыре пробы.

Четыре пробы взяты для расчёта статистик, характеризующих природную ошибку распределения ПАУ в верхнем слое снега с поверхностной изморозью на день пробоотбора. Считается, что данные сборные пробы верхнего 18-миллиметрового слоя снега содержат суммарные образования микрокристаллов поверхностной изморози за каждый временной интервал пробоотбора в период между снегопадами (с 24 января по 21 февраля 2012 г.). При плотности верхнего слоя снега с кристаллами поверхностной изморози 0,05–0,07 г/см³ объём одной пробы давал 1,4–1,7 л нефилтрованной снеговой воды. Схема и пример пробоотбора на инеемер-

ной площадке показаны на рис. 1. Всего с 24 января по 21 февраля 2012 г. отобрано 20 проб. Полученные пробы передавались в ЦКП «Хроматография» Института биологии Коми НЦ УрО РАН для определения в них качественного и количественного состава ПАУ.

Содержание ПАУ в снеговой воде определяли на основе методик РД 52.44.590–98 (определение массовой концентрации приоритетных полициклических ароматических углеводородов в атмосферных осадках и поверхностных водах методом обращенной жидкостной хроматографии) и ПНД Ф 14.2.4.70–96 (выполнение измерений массовой концентрации ПАУ в питьевых и природных водах методом ВЭЖХ). Погрешность измерения ПАУ в снеговой воде при доверительной вероятности $P = 0,95$ составляет 65% для диапазона измерений 5–20 нг/дм³ и 45% для диапазона 20–100 нг/дм³. Полученную из проб верхнего слоя снега с поверхностной изморозью талую воду фильтровали через мембранный фильтр «Millipore» диаметром 47 мм с размером пор 0,45 мкм. Содержание полициклических ароматических углеводородов определяли как сумму в образцах талой воды и в твердом остатке после его фильтрации. Экстракцию ПАУ с фильтров проводили при температуре 25 °С хлористым метиленом (квалификация «ос.ч.») с УЗ-обработкой экстракционной системы на УЗ-ванне Branson 5510 (США). Из талых вод ПАУ экстрагировали *n*-гексаном с помощью механического экстрактора ЭЛ-1 («Сибэкприбор», Россия). Полученные экстракты объединяли и упаривали на концентраторе Кудерна–Даниша («Supelco», США).

Для устранения примесей, затрудняющих идентификацию ПАУ, проводили разделение экстрактов методом колоночной хроматографии, применяя оксид алюминия 2–3-й степени активности по Брокману («Fluka», кат. № 06300). В составе элюэнтных смесей использовали *n*-гексан и хлористый метилен. Оба реактива марки «ос.ч.». Чистоту контролировали по отсутствию пиков на хроматограмме холостой пробы. Для приготовления эталонных растворов ПАУ применяли стандартную смесь 14 ПАУ фирмы «Supelco» с концентрациями каждого компонента 100–2000 мкг/см³. За время наблюдений динамику изменчивости содержания индивидуальных ПАУ в верхнем слое снега при образовании оценивали графически.

Результаты и обсуждение

Наблюдения за кристаллообразованием поверхностной изморози зимой 2011/12 г. проводили с 13 января по 21 февраля параллельно со снегомерными наблюдениями, которые предусматривали ежедневное измерение толщины снежного покрова. График, характеризующий снегонакопление зимой 2011/12 г., приведён на рис. 2, а. Отдельно показан прирост толщины снега за счёт образования изморози во время наблюдений в период между снегопадами (см. рис. 2, б). Как следует из приведённого графика, с 24 января по 21 февраля нарастание снежного покрова составило 5–10 мм, что «укладывалось» в величину отбираемого верхнего слоя снега с поверхностной изморозью (18 мм). Поэтому изменчивость суммарного содержания ПАУ в еженедельных пробах снеговой воды (C , нг/дм³, см. рис. 2, в) в зависимости от прироста поверхностной изморози свидетельствует о связи кристаллообразования с сигналом ПАУ в верхнем слое снега.

Синоптическая характеристика условий образования поверхностной изморози. По данным журнала наблюдений кристаллообразование поверхностной изморози фиксировалось в утренние часы при ясной безоблачной погоде. В первый период (13.01–24.01.2012 г.) было шесть дней с поверхностной изморозью, во второй (24.01–30.01.2012 г.) – пять, в третий (30.01–08.02.2012 г.) – шесть, в четвёртый (08.02–14.02.2012 г.) – четыре и в пятый (14.02.–21.02.2012 г.) – два дня. Как правило, кристаллообразование поверхностной изморози проходило при низкой температуре (t , °С, см. рис. 2, в), слабом ветре и относительной влажности менее 80% (ϕ , %, см. рис. 2, в).

Формирование нанорельефа снежного покрова при кристаллообразовании поверхностной изморози. Стяжения агрегатов и сростков пирамидальных кристаллов поверхностной изморози (рис. 3, I а, б) создают бугорковатый нанорельеф, напоминающий поверхность лимонной корки (см. рис. 3, I в). Когда в образовании нанорельефа участвуют игольчатые агрегаты, «собранные» из пирамидальных кристаллов изморози (см. рис. 3, II а, б), снежная поверхность приобретает «пушистый» вид (рис. 3, II в) с характерным нанопрофилем (врезка: см. рис. 3, II в), при этом существенно возрастает шерохо-

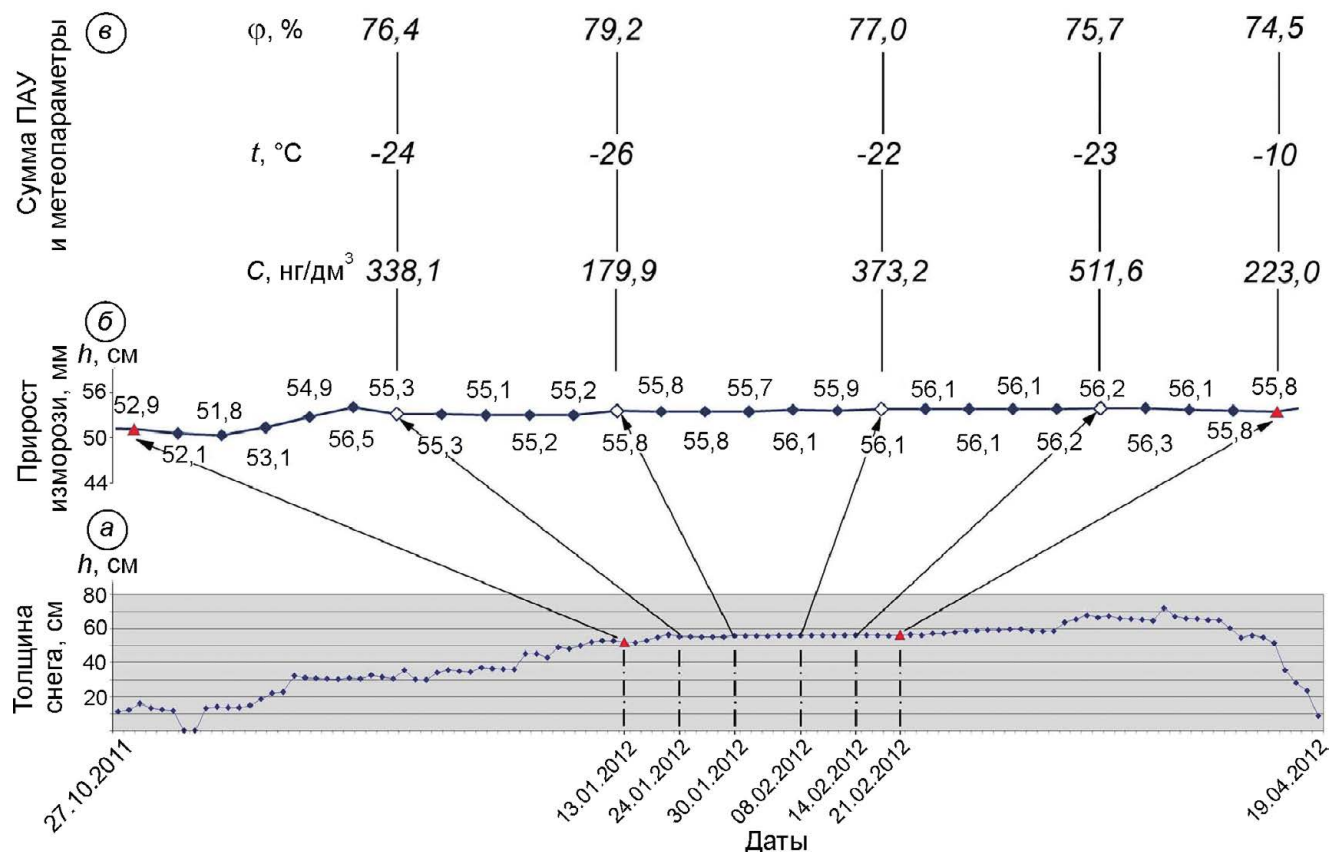


Рис. 2. Графики нарастания и схода снежного покрова зимой 2011/12 г. (а), прироста снежной толщи в период между снегопадами с 13.01 по 21.02 (б), сопряжённые с метеопараметрами и динамикой изменчивости суммарных значений ПАУ (в)

Fig. 2. Graphs of snow cover growth and descent in the winter of 2011/12 (a), increase in snow cover between snowfalls from January 13 to February 21 (b), coupled with meteorological parameters and dynamic variability of total PAU values (c)

ватость снежного покрова. В результате поверхность взаимодействия приснежного слоя воздуха со снежным покровом увеличивается.

Микроморфологическая характеристика кристаллов поверхностной изморози. При наблюдениях за кристаллообразованием поверхностной изморози рассматривались микроморфологические отличия кристаллов. Выполнено описание трёх форм (рис. 4).

Первая форма — пирамидальные формы микрокристаллов изморози, образующиеся в условиях ускоренного роста, когда фронт кристаллизации локализуется вдоль рёбер или вершин кристаллов [20]. Разрастание новых слоёв роста на ребрах и вершинах опережает зарождение новых слоёв на гранях, поэтому кристаллы поверхностной изморози часто имеют вид ступенчатых пирамид (см. рис. 4, а, б). Быстрый массопе-

ренос вещества к фронту кристаллизации в зону роста способствует разрастанию гранных слоёв и вместо пирамиды роста формируются пирамидальные полости (см. рис. 4, в), а разрастание гранных слоёв приводит к появлению бокаловидных форм кристаллов изморози (см. рис. 4, г). В природе их появление — не редкость [21, 22].

Вторая форма — игольчатые кристаллы. При ускоренном вершинном росте появляются «вершинники» — игольчатые кристаллы изморози (см. рис. 4, д, е). На рёбрах игольчатых микрокристаллов изморози часто фиксируется зарождение кристаллов новой генерации. Механизм их образования, по Д.П. Григорьеву [23], таков: вновь отлагающееся вещество идёт не на рост кристалла предыдущей генерации, а даёт начало формированию нового кристалла. Часто такие вторичные мелкие кристаллы изморози закла-

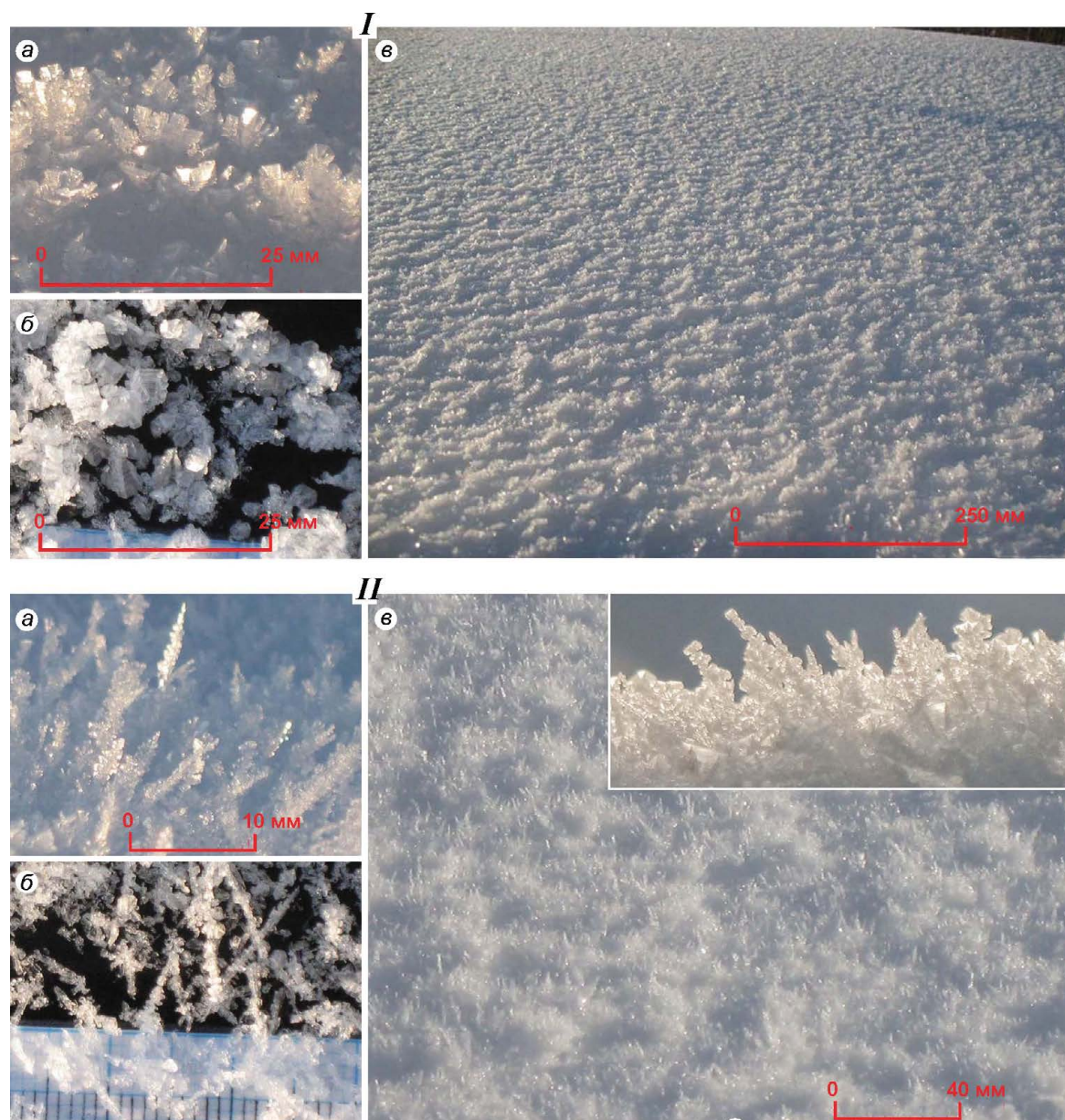


Рис. 3. Фототаблица форм нанорельефа, образующихся на поверхности снежного покрова при кристаллообразовании поверхностной изморози (фотографии выполнены М.П. Тентюковым):

I – нанорельеф «лимонная корка»; *II* – нанорельеф «пушистый» (пояснения см. в тексте)

Fig. 3. Forms of nanorelief, formed on the surface of the snow cover during the frost precipitation (photos by M.P. Tentyukov):

I – «lemon peel» nanorelief; *II* – «fluffy» nanorelief (explained see in the text)

дываются на рёбрах первичных пирамидальных и игольчатых кристаллов (см. рис. 4, ж, з).

Третья форма, встречающаяся чаще всего, – расщеплённые лучевые кристаллы (см. рис. 4, и, к, л). Расщеплённый кристалл построен из отдельных частей, которые веером расходятся на небольшие углы. При достижении определённого размера кристалла из его концевых частей на-

чинают развиваться новые мелкие обособленные зародыши вторичных кристаллов в виде плоских пирамидальных кристаллов (см. рис. 4, м).

Динамика изменчивости содержания индивидуальных ПАУ в верхнем 18-миллиметровом слое снега при кристаллообразовании поверхностной изморози представлена на рис. 5. Количественный и качественный анализ состава ПАУ в верхнем слое

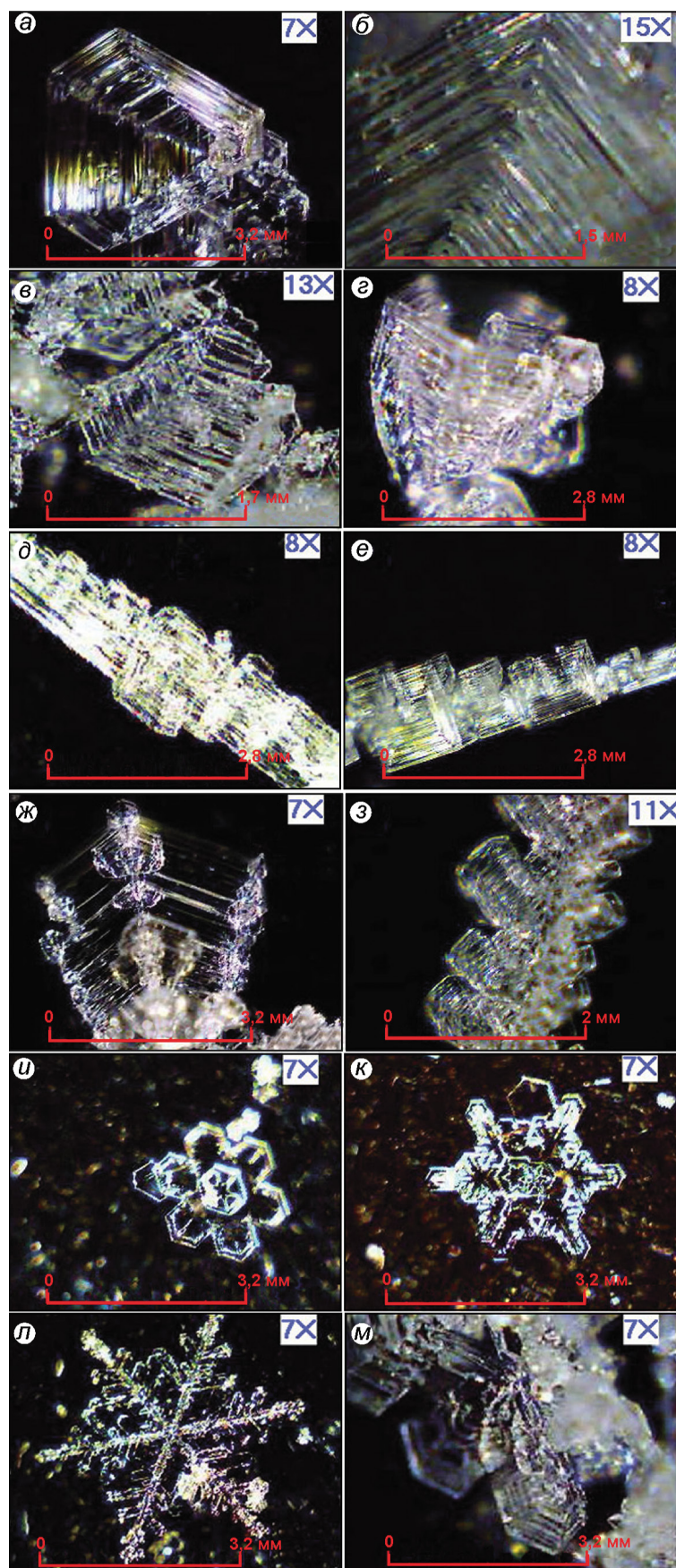


Рис. 4. Фототаблица, характеризующая микроморфологические отличия кристаллов поверхностной изморози:

пирамидальной (*a–z*) и игольчатой (*д–з*) форм и расщеплённые лучевые кристаллы (*и–м*) (пояснения в тексте) (фотографии выполнены М.П. Тентюковым)

Fig. 4. Micromorphological differences of crystals of frost:

pyramidal (*a–z*) and needle-shaped (*д–з*) forms and split radiation crystals (*и–м*) (explained in the text) (photos by M.P. Tentyukov)

снега с поверхностной изморозью показал, что в пробах снеговой воды преобладают преимущественно нафталин (30–80%), флуорен, фенантрен, флуорантен, пирен (3–30%), а также хризен и бенз[*b*]флуорантен (1,5–3%). Тяжёлые 5–6-ядерные ПАУ входят в отдельную группу соединений, характеризующихся концентрациями в следовых количествах ($1,5 < n = 1,5\%$). Это – аценафтен, антрацен, бенз[*a*]антрацен, бенз[*k*]флуорантен, бенз[*a*]пирен, дибенз[*a,h*]антрацен, бенз[*ghi*]перилен. Расчёт суммы ПАУ показал, что во вторую неделю наблюдений величина суммарного показателя оказалась самой низкой за весь период наблюдений (см. рис. 2, *в*). При этом «главный виновник» данного обстоятельства – нафталин. Причина столь резкого снижения его содержания в верхнем слое снега с поверхностной изморозью пока не понятна.

При сравнительном анализе особенностей динамики временной изменчивости загрязнения поверхности снега индивидуальными ПАУ выяснилось, что из-за резкого (в несколько порядков) различия их содержания в пробе невозможно изобразить все ПАУ вместе в одном масштабе на одном графике. Поэтому сравнивали ход кривых изменчивости содержания отдельно для каждого соединения по дням опробования. Принимается, что совпадение рисунка кривых группы индивидуальных ПАУ может быть отражением реальных процессов накопления ПАУ при образовании поверхностной изморози, а не ошибкой анализа.

На рис. 5 по характеру изменения содержания индивидуальных ПАУ услов-

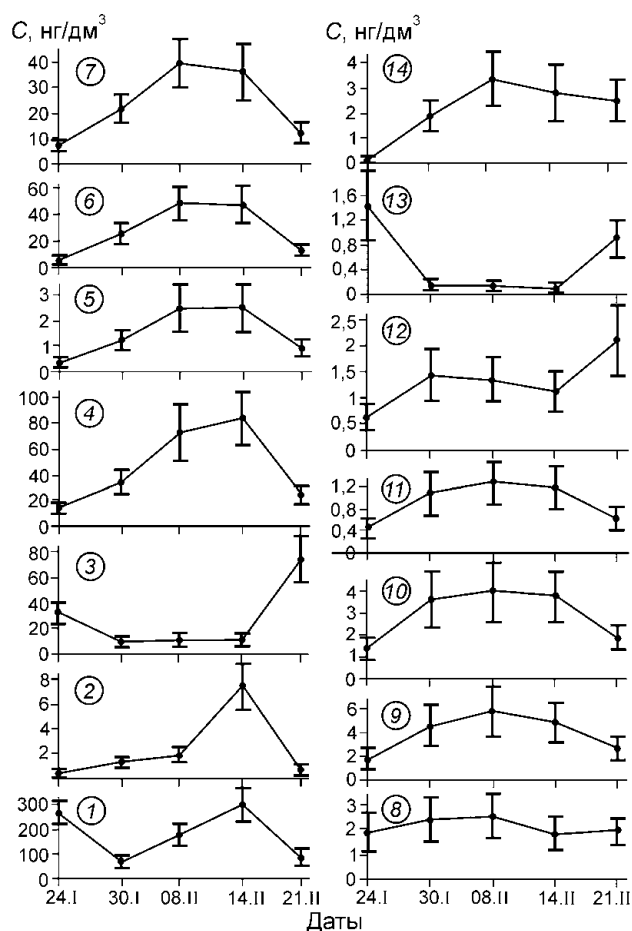


Рис. 5. Динамика изменчивости содержания ПАУ в верхнем 18-миллиметровом слое снега с поверхностной изморозью, нг/дм^3 :

1 – нафталин; 2 – аценафтен; 3 – флуорен; 4 – фенантрен; 5 – антрацен; 6 – флуорантен; 7 – пирен; 8 – бенз[а]антрацен; 9 – хризен; 10 – бенз[б]флуорантен; 11 – бенз[к]флуорантен; 12 – бенз[а]пирен; 13 – дибенз[а;h]антрацен; 14 – бенз[ghi]перилен

Fig. 5. Dynamics of variability of PAH content in the upper 18 mm layer of snow, ng/dm^3 :

1 – naphthalene; 2 – acenaphthene; 3 – fluorene; 4 – phenanthrene; 5 – anthracene; 6 – fluoranthene; 7 – pyrene; 8 – ben[a]anthracene; 9 – chrysene; 10 – benz[b]fluoranthene; 11 – benz[k]fluoranthene; 12 – benz[a]pyrene; 13 – dibenz[a; h]anthracene; 14 – benz[ghi]perylene

но можно выделить две группы. Первая группа, самая многочисленная, образована низкомолекулярными полиаренами (нафталин, аценафтен, фенантрен, антрацен, флуорантен, пирен, бенз[а]антрацен, хризен, бенз[б]флуорантен, бенз[к]флуорантен) с включением бенз[ghi]перилена, относящегося к тяжёлым 6-ядерным ПАУ. На рис. 5 это кривые 1, 2, 4–11 и 14 соответственно. Эту группу отличает устойчивое суммарное на-

растание содержания в течение четырёх недель наблюдений. Отметим, что нафталин несколько выпадает из этого тренда, но только вначале. В последнюю неделю наблюдений для всей группы фиксируется резкое снижение содержания в верхнем слое снега с поверхностной изморозью, которое, возможно, обусловлено изменением ветрового режима и метеоусловий.

Во вторую группу включены бенз[а]пирен, флуорен и бенз[ghi]периле (на рис. 5 это кривые 3, 12, 13 соответственно). Для данной группы характерно, что максимальные содержания для её представителей совпадают с первой и последней неделями наблюдений.

К механизму выведения тонкодисперсных ПАУ из приземного воздуха. Важно отметить, что все идентифицированные в снеговой воде низкомолекулярные полиарены мало растворимы, поэтому имеют небольшое сродство к воде. Между тем, исследования термодинамики микрочастиц показали, что размер частицы можно рассматривать как эквивалент температуры; её размер представляет собой активную переменную, определяющую, наряду с другими термодинамическими переменными, состояние системы и её реакционную способность (увеличение растворимости, сдвиг химического равновесия) [24]. Следовательно, с увеличением степени дисперсности кристаллов ПАУ их растворимость при взаимодействии с облачными каплями будет возрастать. Тогда можно предположить следующее.

Известно, что точка замерзания растворов, согласно закону Рауля, снижается пропорционально молярной концентрации растворённого вещества (для таких растворов точка замерзания лежит ниже 0°C). И когда температура системы переходит через 0°C , растворённые соединения остаются в жидком (субохлаждённом) состоянии. При дальнейшем снижении температуры происходит криогенная дегидратация раствора, в результате которой выделяется кристаллическая фаза в виде объёмного льда и жидкая в виде субохлажденного концентрированного раствора соли. Последующее понижение температуры системы приводит к образованию твёрдой эвтектической смеси – криогидратов, представляющих собой двухфазную систему из тонкодисперсной смеси кристаллов солей и льда. Предполагается, что оптическая плотность чистого объёмного льда и эвтектической смеси, состоящей из взаи-

мопроникающих областей окристаллизованного растворённого вещества и льда, различны. В результате на поверхности граней ледяных кристаллов изморози в отражённом свете эта зона видна в виде чередования полосок — штриховки Фореля (см. рис. 4 а, б). В Гляциологическом словаре [25] штриховка Фореля описывается как «тонкая прямолинейная ребристость на поверхностях ледяных кристаллов, связанная с выходами базисных плоскостей. Возникает при возгонке льда или в условиях слабого таяния с немедленным испарением талой воды, отражая разницу в скорости таяния и возгонки льда в пределах базисных плоскостей и в промежутках между ними. Ш. Ф. наблюдается на кристаллах льда любого генезиса, однако ярче всего выступает при кристаллизации воды, богатой растворимыми примесями. Впервые зарисована Л. Агассисом в 1847 г.; названа именем Ф. Фореля, снявшего со штриховки оттиск на воск». Однако в таком контексте невозможно объяснить наличие штриховки у бокаловидных форм кристаллов изморози (см. рис. 4, з). Вполне возможно, что штриховка Фореля на поверхности граней кристаллов изморози отражает двухфазную систему, состоящую из тонкодисперсной смеси кристаллов солей и льда. Предполагается, что для чистого и загрязнённого снега штриховка Фореля будет различаться, но данная гипотеза требует проверки.

Между тем, известно, что снежный покров в любых условиях, даже при самой низкой температуре, излучает длинноволновую радиацию (собственное тепло), а также имеет высокую способность отражать солнечную радиацию, что способствует сильному выхолаживанию снежного покрова и возникновению инверсии температур (снеговая инверсия, по [26]). Кроме того, поверхность снежного покрова характеризуется не только высокой отражательной и излучательной способностью [27], но и оказывает иссушающее влияние на приземный слой воздуха [28]. При наличии градиента температуры и влажности снежный покров, вбирая в себя из приземного слоя воздуха избыток влаги, инициирует нисходящую миграцию воздуха. В результате формируется устойчивый массоперенос водяных паров по направлению к снежному покрову. Данное обстоятельство вызывает сток тонкодисперсных кристаллов ПАУ из приземной атмосферы в составе криогидратов, а также их участие в образовании

изморози на поверхности снега. Процесс сопровождается появлением сигнала аэрогенной аномалии ПАУ на поверхности снежного покрова.

Заключение

Кристаллы атмосферного льда играют определённую роль при выведении из атмосферы тонкодисперсных кристаллов ПАУ. Процесс начинается в атмосфере при взаимодействии тонкодисперсных кристаллов ПАУ с облачными субохлаждёнными каплями атмосферной влаги и продолжается на поверхности снега при образовании изморози. В ходе наблюдений за кристаллообразованием изморози на поверхности снега в период между снегопадами установлены три формы микрокристаллов поверхностной изморози: пирамидальные, игольчатые и расщеплённые лучевые. Микрокристаллы поверхностной изморози активно участвуют в формировании нанорельефа снежного покрова. Нанощероховатость, обусловленная микрокристаллами поверхностной изморози, увеличивает поверхность взаимодействия приснежного слоя воздуха со снежным покровом, что способствует появлению сигнала ПАУ в самом верхнем слое снега в период между снегопадами. При изучении динамики временной изменчивости загрязнения индивидуальными ПАУ при опробовании верхнего слоя снега с поверхностной изморозью обнаружены две группы этих соединений. Самой многочисленной группой оказались низкомолекулярные полиарены (нафталин, аценафтен, фенантрен, антрацен, флуорантен, пирен, бенз[а]антрацен, хризен, бенз[б]флуорантен, бенз[к]флуорантен). Их отличает устойчивое суммарное нарастание содержания в течение четырёх недель наблюдений. Во вторую группу вошли бенз[а]пирен, флуорен и бенз[ghi]перилен. Для данной группы характерно, что максимальные содержания для её представителей совпадают с первой и последней неделями наблюдений. Поскольку условия образования кристаллов поверхностной изморози возникают чаще, чем для выпадения снегопада, верхний тонкий слой снега с поверхностной изморозью может стать информативным объектом опробования при выявлении углеводородного загрязнения снежного покрова в перерывах между снегопадами.

Литература

References

1. Ровинский Ф.Я., Теплицкая Т.А., Алексеева Т.А. Фоновый мониторинг полициклических ароматических углеводородов. Л.: Гидрометеиздат, 1988. 223 с.
2. Клар Э. Полициклические углеводороды. Т. 1. / Пер. с англ. М.: Химия, 1971. 442 с.
3. Baek S., Field R., Goldstone M., Kirk P., Lester J., Perry R. A review of atmospheric polycyclic aromatic hydrocarbons: sources, fate and behavior // Water, Air, and Soil Pollution. 1991. V. 60. P. 279–300.
4. Pratt G.C., Herbrandson C., Krause M.J., Schmitt C., Lippert C.J., McMahon C.R., Ellickson K.M. Measurements of gas and particle polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) in air at urban, rural and near-roadway sites // Atmospheric Environment. 2018. V. 179. P. 268–278.
5. Tian Y.Z., Li W.H., Shi G.L., Feng Y.C., Wang Y.Q. Relationships between PAHs and PCBs, and quantitative source apportionment of PAHs toxicity in sediments from Fenhe reservoir and watershed // Journ. of Hazardous Materials. 2013. V. 248. P. 89–96. doi: org/10.1016/j.jhazmat.2012.12.054.
6. Сает Ю.Е., Ревич Б.А., Янин Е.П., Смирнова Р.С., Башаркевич И.Л., Онищенко Т.Л., Павлова Л.Н., Трефилова Н.Я., Ачкасов А.И., Саркисян С.Ш. Геохимия окружающей среды. М.: Недра, 1990. 335 с.
7. Lei Ying D., Wania F. Is rain or snow a more efficient scavenger of organic chemicals? // Atmospheric Environment. 2004. V. 38. Is. 22. P. 3557–3571. doi: 10.1016/j.atmosenv.2004.03.039.
8. Herbert B.M., Halsall C.J.O., Villa S., Fitzpatrick L., Jones K.C.O., Lee R.G., Kallenborn R. Polychlorinated naphthalenes in air and snow in the Norwegian Arctic: a local source or an Eastern Arctic phenomenon? // Science of the Total Environment. 2005. V. 342. № 1–3. P. 145–160. doi: 10.1016/j.scitotenv.2004.12.029.
9. Мазин И.П. О классификации облаков по их фазовому строению. Индекс фазового строения облаков // Метеорология и гидрология. 2001. № 11. С. 5–10.
10. Ивлев Л.С., Довгальюк Ю.А. Физика атмосферных аэрозольных систем. СПб.: НИИХ СПбГУ, 1999. 258 с.
11. Теоретические основы инженерной геологии. М.: Недра, 1985. 288 с.
12. Hock C., Schmidt M., Kuhnen R., Bartels C. Calorimetric observation of the melting of free water nanoparticles at cryogenic temperatures // Physical Review Letters. 2009. V. 103. № 7: 073401. doi: 10.1103/PhysRevLett.103.073401.
13. Голубев В.Н. Роль аэрозольных частиц в зарождении атмосферного льда // Метеорология и гидрология. 2015. № 12. С. 19–28.
14. Hobbs P.V. Ice physics. Oxford: Clarendon Press, 1974. xvii, 837 p. doi: org/10.3189/S0022143000030847.
15. Rovinsky F.Ya., Teplitskaya T.A., Alekseeva T.A. Fonovyy monitoring politsiklicheskikh aromaticheskikh uglevodorodov. Background monitoring of polycyclic aromatic hydrocarbons. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1988: 223 p. [In Russian].
16. Klar A. Politsiklicheskiye uglevodorody. Polycyclic hydrocarbons. Translation from English. Moscow: Chemistry, 1971: 442 p. [In Russian].
17. Baek S., Field R., Goldstone M., Kirk P., Lester J., Perry R. A review of atmospheric polycyclic aromatic hydrocarbons: sources, fate and behavior. Water, Air, and Soil Pollution. 1991, 60: 279–300.
18. Pratt G.C., Herbrandson C., Krause M.J., Schmitt C., Lippert C.J., McMahon C.R., Ellickson K.M. Measurements of gas and particle polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) in air at urban, rural and near-roadway sites. Atmospheric Environment. 2018, 179: 268–278.
19. Tian Y.Z., Li W.H., Shi G.L., Feng Y.C., Wang Y.Q. Relationships between PAHs and PCBs, and quantitative source apportionment of PAHs toxicity in sediments from Fenhe reservoir and watershed. Journ. of Hazardous Materials. 2013, 248: 89–96. doi: org/10.1016/j.jhazmat.2012.12.054.
20. Sayet Yu.Ye., Revich B.A., Yanin Ye.P., Smirnova R.S., Basharkevich I.L., Onishchenko T.L., Pavlova L.N., Trefilova N.Ya., Achkasov A.I., Sarkisyan S.Sh. Geokhimiya okruzhayushchey sredy. Environmental Geochemistry. Moscow: Nedra, 1990: 335 p. [In Russian].
21. Lei Ying D., Wania F. Is rain or snow a more efficient scavenger of organic chemicals? Atmospheric Environment. 2004, 38 (22): 3557–3571. doi: 10.1016/j.atmosenv.2004.03.039.
22. Herbert B.M., Halsall C.J. O., Villa S., Fitzpatrick L., Jones K.C.O., Lee R.G., Kallenborn R. Polychlorinated naphthalenes in air and snow in the Norwegian Arctic: a local source or an Eastern Arctic phenomenon? Science of the Total Environment. 2005, 342 (1–3): 145–160. doi: 10.1016/j.scitotenv.2004.12.029/.
23. Mazin I.P. O klassifikatsii oblakov po ikh fazovomu stroeniyu. Indeks fazovogo stroeniya oblakov. On the classification of clouds according to their phase structure. Index of the phase structure of clouds. Meteorology and Hydrology. 2001, 11: 5–10. [In Russian].
24. Ivlev L.S., Dovgalyuk Yu.A. Fizika atmosferynykh aerazol'nykh sistem. Physics of atmospheric aerosol systems. St. Petersburg State University, 1999. 258 p. [In Russian].
25. Teoreticheskiye osnovy inzhenernoy geologii. Theoretical foundations of engineering geology. Moscow: Nedra, 1985: 288 p. [In Russian].
26. Hock C., Schmidt M., Kuhnen R., Bartels C. Calorimetric observation of the melting of free water nanoparticles at cryogenic temperatures. Physical Review Letters. 2009, 103 (7): 073401. doi: 10.1103/PhysRevLett.103.073401.
27. Golubev V.N. The role of aerosol particles in the formation of atmospheric ice. Meteorologiya i gidrologiya. Meteorology and Hydrology. 2015, 12: 19–28. [In Russian].
28. Hobbs P.V. Ice physics. Oxford: Clarendon Press, 1974, xvii: 837 p. doi: org/10.3189/S0022143000030847.
29. Golokhvast K.S., Kupriyanov A.N., Manakov YU. A., Nikiforov P.A., Chayka V.V., Gul'kov A.N. Atmospheric suspensions of the Karakansky coal mine of Kuzbass: particle size analysis. Ekologiya cheloveka. Human Ecology. 2014, 10: 19–24. [In Russian].

15. Голохваст К.С., Куприянов А.Н., Манаков Ю.А., Никифоров П.А., Чайка В.В., Гульков А.Н. Атмосферные взвеси Караканского угольного разреза Кузбасса: гранулометрический анализ // Экология человека. 2014. № 10. С. 19–24.
16. Cort A., Scot T.M. Atmospheric nanoparticles // Rev. Mineral. Geochem. 2001. V. 44. № 1. P. 293–349. doi: 10.2138/rmg.2001.44.08.
17. Тентюков М.П. Морозное конденсирование диоксида серы и загрязнение поверхности снега // Метеорология и гидрология. 2011. № 12. С. 29–35.
18. Электронный ресурс: метеоданные ВНИИ ГМИ-МЦО Росгидромета. <http://meteo.ru/data>.
19. Тентюков М.П. Патент № 2554303 Российская Федерация, МПК G 01 W 1/14 (2006.01). Способ измерения нарастающих отложений сублимационного льда-инея на поверхности снежного покрова. Заявитель и патентообладатель Институт биологии Коми НЦ УрО РАН. № 2013121714; заявл. 08.05.2013; опубл. 27.06.2015. Бюл. № 18. 10 с.: ил.
20. Тентюков М.П. Атлас форм кристаллов поверхностной изморози (результаты стационарных наблюдений сезонного снежного покрова). Сыктывкар: Сыктывкарский государственный университет им. Питирима Сорокина, 2019. 19 с. Деп. в ВИНТИ 28.06.2019, № 51 - B2019.
21. Дублянский В.Н., Кадебская О.И., Лавров И.А., Лаврова Н.В., Пятунин М.С., Кадебский Ю.В., Никифорова И.А., Худеньких К.О., Дублянская Г.Н., Катаев В.Н., Молоштанова Н.Е., Паньков Н.Н., Шувалов В.М., Максимович Н.Г., Назарова У.В., Мавлюдов Б.Р. Кунгурская ледяная пещера: опыт режимных наблюдений / Ред. В.Н. Дублянский. Екатеринбург: УрО РАН, 2005. 375 с.
22. Войтеховский Ю.Л. 12 этюдов на темы кристалломорфологии, минералогии и петрографии. Апатиты: Изд-во К & М, 2011. 204 с.
23. Григорьев Д.П. Онтогенез минералов. Львов: Изд-во Львовского ун-та, 1961. 284 с.
24. Юшкин Н.П. Ультра- и микродисперсное состояние минерального вещества и проблемы наноминералогии // Наноминералогия. Ультра- и микродисперсное состояние минерального вещества. СПб.: Наука, 2005. С. 10–61.
25. Гляциологический словарь / Ред. В.М. Котляков. Л.: Гидрометеоздат, 1984. 528 с. <http://www.slovopedia.com/26/216/1661801.html>.
26. Рихтер Г.Д. Снежный покров, его формирование и свойства. М.: Изд-во АН СССР, 1945. 120 с.
27. Кузьмин П.П. Физические свойства снежного покрова. Л.: Гидрометеоздат, 1957. 179 с.
28. Рихтер Г.Д. Роль снежного покрова в физико-географическом процессе // Тр. Ин-та географии АН СССР. Вып. 40. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1948. 171 с.
16. Cort A., Scot T.M. Atmospheric nanoparticles. Rev. Mineral. Geochem. 2001, 44 (1): 293–349. doi: 10.2138/rmg.2001.44.08.
17. Tentyukov M.P. Frosty condensation of sulfur dioxide and pollution of the snow surface. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 2011, 12: 29–35. [In Russian].
18. Elektronnyy resurs: meteodannyye VNII GMI-MTSO Rosgidrometa. Electronic resource: weather data of the Institute of Hydrometeorology and Geotechnical Analysis of Roshydromet. <http://meteo.ru/data>. [In Russian].
19. Tentyukov M.P. Patent № 2554303 Rossiyskaya Federatsiya, MPK G 01 W 1/14 (2006.01). *Sposob izmereniya narastayushchikh otlozheniy sublimatsionnogo l'da-ineya na poverkhnosti snezhnogo pokrova*. Patent № 2554303 Russian Federation, IPC G 01 W 1/14 (2006.01). The method of measuring the growing deposits of freeze-frost ice on the snow cover surface. the applicant and the patent holder Institute of Biology Komi Scientific Center Ural branch Russian Academy of Science. № 2013121714; apply 08.05.2013; published 27.06.2015, 18: 10 p. [In Russian].
20. Tentyukov M.P. *Atlas form kristallov poverkhnosti izmorozhi (rezul'taty statsionarnykh nablyudeniy sezonnogo snezhnogo pokrova)*. Atlas of surface hoarfrost crystals' forms (results of seasonal snow cover stationary observations). Syktyvkar: Pitirim Sorokin Syktyvkar State University, 2019: 19 p. Dep. in VINITI 28.06.2019. № 51 - B2019. [In Russian].
21. Dublyanskiy V.N., Kadebskaya O.I., Lavrov I.A., Lavrova N.V., Pyatunin M.S., Kadebskiy YU.V., Nikiforova I.A., Khuden'kikh K.O., Dublyanskaya G.N., Katayev V.N., Moloshtanova N.Ye., Pan'kov N.N., Shuvalov V.M., Maksimovich N.G., Nazarova U.V., Mavlyudov B.R. *Kungurskaya ledyanaya peshchera: opyt rezhimnykh nablyudeniy*. Kungur Ice Cave: Regime Observation Experience. Ed. V.N. Dublyansky. Ekaterinburg: Ural Branch of RAS, 2005: 375 p. [In Russian].
22. Voytekhovskiy Yu.L. *12 etyudov na temy kristallomorfologii, mineralogii i petrografii*. 12 studies on the topics of crystallography, mineralogy and petrography. Apatity: K & M Publishing House, 2011: 204 c. [In Russian].
23. Grigoryev D.P. *Ontogeniya mineralov*. Ontogeny of minerals. Lvov: University of Lvov publishing, 1961: 284 p. [In Russian].
24. Yushkin N.P. Ultra- and a microdisperse condition of mineral substance and a problem of nanomineralogy. *Nanomineralogiya. Ul'tra- i mikrodispersnoye sostoyaniye mineral'nogo veshchestva*. Nanomineralogy. Ultra- and microdispersed state of the mineral substance. St.Petersburg: Science, 2005: 10–61. [In Russian].
25. *Glyatsilogicheskiy Slovar'*. Glaciological Glossary. Ed. V.M. Kotlyakov. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1984: 528 p. [In Russian]. <http://www.slovopedia.com/26/216/1661801.html>
26. Rikhter G.D. *Snezhnyy pokrov, yego formirovaniye i svoystva*. Snow cover, its formation and properties. Moscow: Publishing House of the USSR Academy of Sciences, 1945: 120 p. [In Russian].
27. Kuz'min P.P. *Fizicheskiye svoystva snezhnogo pokrova*. Physical features of snow cover. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1957: 179 p. [In Russian].
28. Rikhter G.D. The role of snow cover in the physiographic process. *Tr. In-ta geografii AN SSSR*. Vyp. 40. Tr. Institute of Geography AN USSR. Release. 40. Moscow-Leningrad: Russian Academy of Sciences, 1948: 171 p. [In Russian].

Моделирование снегонакопления и снеготаяния в бассейне р. Кама с применением данных глобальных моделей прогноза погоды

© 2019 г. С.В. Пьянков¹, А.Н. Шихов^{1*}, П.Г. Михайлюкова²

¹Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия;

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

*and3131@inbox.ru

Simulation of snow accumulation and melting in the Kama river basin using data from global prognostic models

S.V. Pyankov¹, A.N. Shikhov^{1*}, P.G. Mikhaylyukova²

¹Perm State National Research University, Perm, Russia;

²Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

*and3131@inbox.ru

Received January 18, 2019 / Revised March 21, 2019 / Accepted June 13, 2019

Keywords: *GIS-technologies, global atmospheric models, Kama river basin, snow accumulation, snow water equivalent, sublimation and melting.*

Summary

Currently, the improvement of numerical models of weather forecasting allows using them for hydrological problems, including calculations of snow water equivalent (SWE) or snow storage. In this paper, we discuss the applicability of daily precipitation forecasts for three global atmospheric models: GFS (USA), GEM (Canada) and PL-AV (Russia) for calculating snow storage (SWE) in the Kama river basin for the cold season of 2017–2018. As the main components of the balance of snow storages the following parameters were taken into account: precipitation (with regard for the phase); snow melting during thaws; evaporation from the surface of the snow cover; interception of solid precipitation by forest vegetation. The calculation of snow accumulation and melting was based on empirical methods and performed with the GIS technologies. The degree-day factor was used to calculate snowmelt intensity, and snow sublimation was estimated by P.P. Kuz'min formula. The accuracy of numerical precipitation forecasts was estimated by comparing the results with the data of 101 weather stations. Materials of 40 field and 27 forest snow-measuring routes were taken into account to assess the reliability of the calculation of snow storages (SWE). During the snowmelt period, the part of the snow-covered area of the basin was also calculated using satellite images of Terra/Aqua MODIS on the basis of the NDFSI index. The most important result is that under conditions of 2017/18 the mean square error of calculating the maximum snow storage by the GFS, GEM and PL-AB models was less than 25% of its measured values. It is difficult to determine which model provides the maximum accuracy of the snow storage calculation since each one has individual limitations. According to the PL-AV model, the mean square error of snow storage calculation was minimal, but there was a significant underestimation of snow accumulation in the mountainous part of the basin. According to the GEM model, snow storages were overestimated by 10–25%. When calculating with use of the GFS model data, a lot of local maximums and minimums are detected in the field of snow storages, which are not confirmed by the data of weather stations. The main sources of uncertainty in the calculation are possible systematic errors in the numerical forecasts of precipitation, as well as the empirical coefficients used in the calculation of the intensity of snowmelt and evaporation from the snow cover surface.

Citation: Pyankov S.V., Shikhov A.N., Mikhaylyukova P.G. Simulation of snow accumulation and melting in the Kama river basin using data from global prognostic models. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2019. 59 (4): 494–508. [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-4-423>.

Поступила 18 января 2019 г. / После доработки 21 марта 2019 г. / Принята к печати 13 июня 2019 г.

Ключевые слова: *бассейн р. Кама, ГИС-технологии, глобальные модели прогноза погоды, запас воды в снежном покрове, испарение и таяние снега, снегонакопление.*

На примере холодного периода 2017/18 г. выполнено моделирование формирования и таяния снежного покрова в бассейне р. Кама с применением выходных данных глобальных моделей прогноза погоды GFS (США), GEM (Канада) и ПЛ-АВ (Россия). Валидация результатов проведена по данным 40 полевых и 27 лесных снегомерных маршрутов, а в весенний период – и по спутниковым снимкам MODIS. Ошибка расчёта снегозапасов по данным всех трёх моделей не превысила 25% фактических значений.

Введение

Запас воды в снежном покрове (в англоязычной литературе — snow water equivalent, SWE) — одна из важнейших его характеристик, информация о которой необходима для прогнозирования речного стока, управления водными ресурсами, а также для ряда отраслей экономики, прежде всего гидроэнергетики и сельского хозяйства [1]. Основным источником фактических данных о снегозапасах — маршрутные снегомерные съёмки, методика проведения которых описана, в частности, в работе [2]. Данные снегомерных съёмок имеют ряд ограничений: низкую частоту проведения измерений (один раз в пять или десять дней); пространственную неравномерность; отсутствие данных по труднодоступным и горным районам; ограниченную точность пространственной интерполяции данных [1, 3, 4]. Получение информации о снегозапасах с высоким пространственным и временным разрешением остаётся актуальной проблемой, особенно для районов со сложной орографией и редкой сетью наблюдений.

Существуют два основных подхода к восстановлению информации о снегозапасах на обширных территориях: данные дистанционного зондирования (спутниковая съёмка в микроволновом диапазоне) и математическое моделирование. В настоящее время спутниковые данные не позволяют достоверно оценить снегозапасы на большей части территории России [1, 5]; кроме того, они имеют низкое пространственное разрешение (около 25 км). Более перспективный метод восстановления информации о снегозапасах — моделирование. И в мире, и в России разработано много моделей снежного покрова разного уровня сложности (физически обоснованных и концептуальных). Они могут быть как самостоятельными, так и входить в качестве блоков в состав более сложных моделей формирования речного стока, взаимодействия атмосферы с подстилающей поверхностью или климатической системы в целом. Из моделей снежного покрова, разработанных в России и применявшихся для расчётов на крупных водосборах, можно выделить, в частности, модель Института водных проблем РАН [6] и модель SPONSOR, разработанную в лаборатории климатологии Института географии РАН [4, 7].

В качестве входной информации (метеорологического форсинга) в моделях снежного покрова могут использоваться фактические данные метеостанций (ГМС) или выходная продукция глобальных и мезомасштабных численных моделей атмосферы. В первом случае возникает проблема точности интерполяции измерений осадков. Особенно актуальна она для горных районов в связи с отсутствием там ГМС или их нерепрезентативностью [8]. Отметим, что численные модели атмосферы совершенствуются, растут пространственное разрешение и точность краткосрочного прогноза осадков в холодный период года. В работе [9] отмечено, что численные модели атмосферы позволяют воспроизвести распределение осадков в условиях сложного рельефа более корректно, чем интерполяция данных наблюдений, так как в них учитывается направление воздушных потоков.

В последние годы развивается подход, основанный на комбинировании краткосрочных численных прогнозов погоды с моделями формирования стока или снежного покрова — так называемое «комплексное гидрометеорологическое моделирование» (в англоязычной литературе — coupled hydro-meteorological modeling). Он применяется для прогноза стока горных рек в Альпах [10]. Основное преимущество комплексного моделирования — значительное повышение заблаговременности гидрологического прогноза. Использование такого подхода для моделирования пространственного распределения снегозапасов в горных районах Европы и Северной Америки рассмотрено в работах [8, 9]. В России опыт применения данных численных моделей прогноза погоды для расчёта снегозапасов пока весьма ограничен. В Гидрометцентре России разработана технология SnoWE, основанная на комбинации моделирования процесса снегонакопления по данным стандартных измерений на ГМС с полями первого приближения из системы численного прогноза погоды COSMO-Ru. Выполненное сравнение результатов моделирования с данными снегосъёмок и спутниковых измерений показало удовлетворительные результаты [1].

Авторы настоящей работы в 2013–2016 гг. проводили расчёты снегонакопления и снеготаяния для бассейна Воткинского водохранилища на основе прогноза осадков по модели Weather Research and Forecasting (WRF) с шагом сетки

Таблица. 1. Характеристика использованных глобальных моделей атмосферы [13]

Название модели, разработчик, страна	Шаг расчётной сетки	Число вертикальных уровней	Шаг сетки выходных данных	Источник данных
GFS, National Center for Environmental Prediction (NCEP), США	0,12°	64	0,25°	http://nomads.ncep.noaa.gov/pub/data/nccf/com/gfs/prod/
GEM, Canadian Meteorological Center (CMC), Канада	0,14°	120	0,24°	http://dd.weatheroffice.gc.ca/model_gem_global/25km/grib2/lat_lon/
ПЛ-АВ, ИВМ РАН, Гидрометцентр России, Россия	0,18° × 0,225°	51	0,18° × 0,225°	Получение по запросу от разработчиков модели

10 км [3, 11, 12]. Установлено, что модель WRF переоценивает количество осадков во второй половине холодного периода, что приводит к некоторому завышению снеготолщин. Источником ошибок, вероятно, были начальные условия — данные численного прогноза глобальной модели GFS/NCEP (США). В последние два–три года появилась возможность рассчитывать снеготолщину на основе не только мезомасштабных, но и глобальных моделей прогноза погоды, чему способствует рост их пространственного разрешения до 10–25 км [13]. Данные оперативного прогноза нескольких глобальных моделей есть в открытом доступе в формате GRIB2 по любой точке земного шара. Они публикуются на серверах национальных метеослужб США, Канады и Германии (ссылки приведены в табл. 1).

В 2017 г. проведён эксперимент по расчёту снеготолщин в бассейне Воткинского водохранилища на входных данных глобальной модели прогноза погоды GEM с шагом сетки 0,24°. Установлено некоторое завышение снеготолщин, но подтверждена перспективность дальнейших исследований в этом направлении [14]. Расчёт снеготолщины по данным глобальных моделей атмосферы позволяет значительно снизить вычислительные затраты. В перспективе при накоплении достаточного объёма данных появляется возможность обоснованно выбрать оптимальные начальные условия для мезомасштабного моделирования. В период снеготолщины 2017/18 г. авторами получены данные трёх моделей прогноза погоды: GFS/NCEP (США), GEM/CMC (Канада) и ПЛ-АВ (Россия). Цель настоящей работы — оценка возможности использования их выходных данных для получения оперативных оценок снеготолщин на крупном водосборе. В качестве территории исследования рассматривается бассейн р. Кама.

Область исследования

Границы исследуемого бассейна р. Кама определены по цифровой модели рельефа (ЦМР) GMTED-2010 и уточнены по гидрографической сети. Площадь бассейна составляет 507 тыс. км², средняя высота — 235 м. Для определения ряда параметров, необходимых при моделировании снеготолщины и снеготаяния (температурного коэффициента стаивания, скорости ветра в зависимости от типов растительности, кривых распределения снеготолщин по площади), должны быть известны данные о типах подстилающей поверхности на территории бассейна. Карта типов подстилающей поверхности (land cover map) создана путём объединения двух открытых источников данных о растительности — Карты лесов России [15] и Карты GlobCover-2009 [16], имеющих пространственное разрешение 350 м (рис. 1). Для актуализации карты использованы данные проекта Global Forest Change [17] о площади нарушений лесного покрова. На их основе создан дополнительный слой вырубок, пожаров и ветровалов за период с 2008 г. Таким образом, карта отражает актуальное состояние растительного покрова бассейна р. Кама и может использоваться для определения параметров при моделировании формирования и таяния снежного покрова. Лесистость бассейна, рассчитанная по созданной карте, составляет 55,2%.

Данные и методы

Исходными данными об осадках служили прогнозы с суточной заблаговременностью по трём глобальным моделям атмосферы (см. табл. 1) за весь период снеготолщины (с 19 ок-

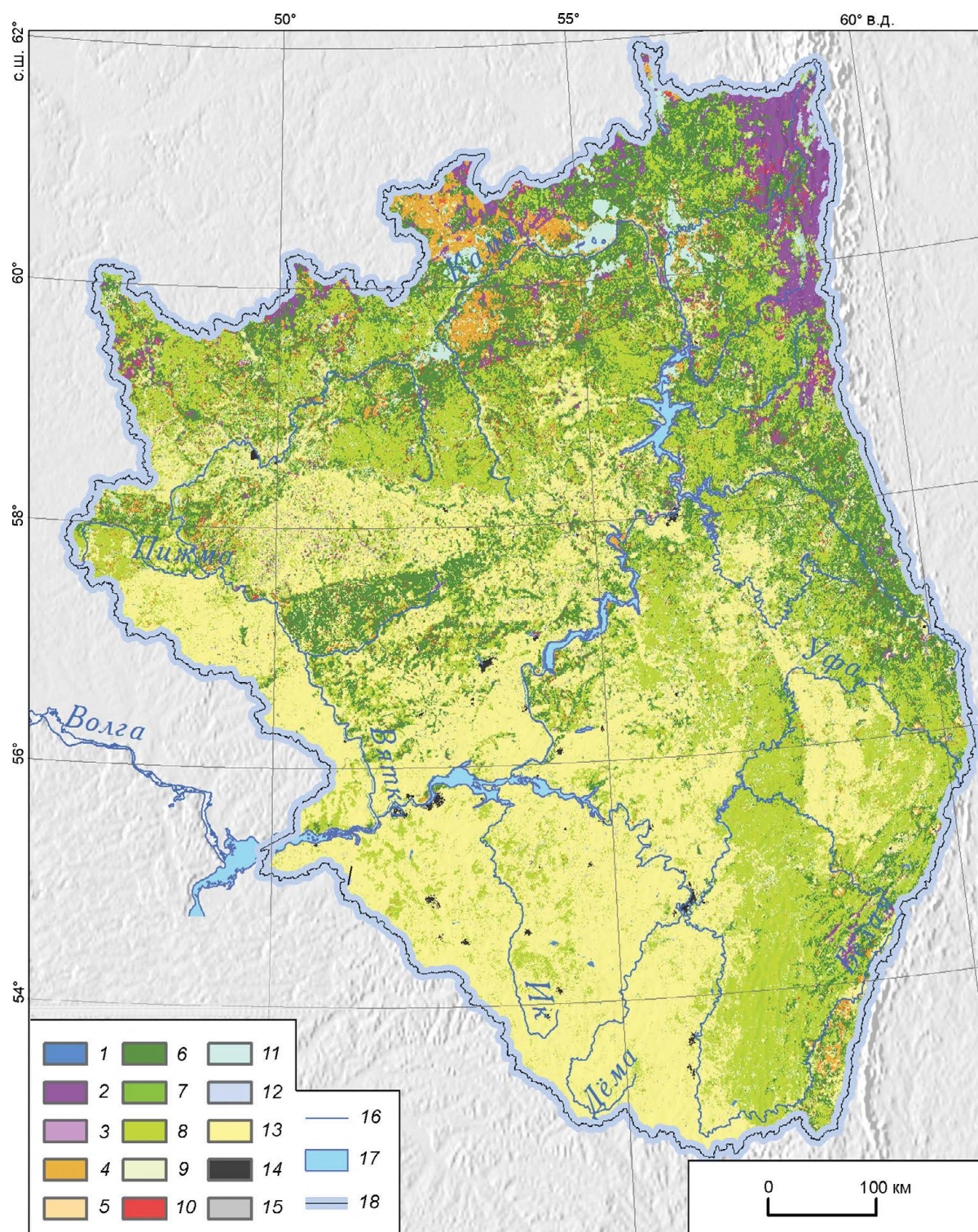


Рис. 1. Типы подстилающей поверхности в бассейне р. Кама:

1 – водная поверхность; 2, 3 – тёмнохвойные леса сомкнутые и несомкнутые; 4, 5 – сосновые леса сомкнутые и несомкнутые; 6, 7 – смешанные леса сомкнутые и несомкнутые; 8 – лиственные леса; 9 – участки лесовосстановления; 10 – вырубки и гари; 11 – болота; 12 – горные тундры; 13 – сельскохозяйственные угодья; 14 – крупные города; 15 – прочие не-лесные земли; 16 – реки; 17 – озёра и водохранилища; 18 – граница бассейна

Fig. 1. Land cover types of Kama river basin:

1 – water surface; 2, 3 – closed and open dark-coniferous forests; 4, 5 – closed and open pine forest; 6, 7 – closed and open mixed forests; 8 – deciduous forests; 9 – reforestation areas; 10 – logged and burned areas; 11 – wetlands; 12 – mountainous tundra; 13 – croplands and grasslands; 14 – large cities; 15 – other non-forested areas; 16 – rivers; 17 – lakes and reservoirs; 18 – basin boundary

тября 2017 г.). Использовались результаты счёта моделей от 12 часов Всемирного скоординированного времени (BCV) на срок три и 27 часов, чтобы обеспечить совпадение со сроками измерения количества осадков на метеостанциях (ГМС). Данные моделей получены в коде GRIB2. Для автоматизации их загрузки с серверов разработаны скрипты, позволяющие получать данные только по отдельным переменным. Дальнейшие вычисления вели с помощью средств программного продукта ArcGis 10*, который даёт возможность обрабатывать данные в коде GRIB как обычные наборы растровых данных. При предварительной обработке проводили проецирование данных с пересчётом на более мелкую сетку (с шагом 3000 м) методом билинейной интерполяции.

В течение исследуемого периода были пропуски в получении выходных данных моделей (до двух–трёх суток), вызванные сбоями на серверах метеослужб – поставщиков данных. Общая продолжительность периодов с пропусками (с октября 2017 г. по апрель 2018 г.) не превышала 5–7 суток для каждой модели. Для возмещения пропусков использованы результаты интерполяции данных об осадках по сети ГМС. Достоверность результатов расчёта оценивалась путём сопоставления фактических и прогностических сумм осадков на 101 ГМС, из которых 70 расположено в пределах бассейна р. Кама, а 31 – вблизи его границ. Для автоматизации получения оперативных данных ГМС с веб-сервиса <https://rp5.ru/> разработан инструмент на языке Python. На выходе рассчитываются и выводятся в табличный формат данные о среднесуточной температуре воздуха, температуре точки росы и суточной сумме осадков по данным ГМС из списка, сформированного пользователем.

Методика расчёта снегозапасов в основном аналогична использованной ранее применительно к данным модели WRF [3, 12]. В качестве важнейших составляющих баланса снегозапасов учитываются: осадки (с учётом их фазы); таяние снега при оттепелях; испарение с поверхности снежного покрова; перехват осадков растительностью с последующим испарением. Все перечисленные параметры рассчитывались с суточным шагом по времени. При расчёте снегонакопления возникает проблема недостаточного пространственного разрешения прогностических полей осадков, полученных по данным

глобальных моделей (см. табл. 1). Для её решения предложена схема повышения детальности (даунскейлинг), основанная на предположении о постоянстве увеличения осадков с высотой местности (высотного градиента), выраженного в относительных единицах, т.е. в процентах на 100 м высоты. По результатам анализа данных ранее существовавшей густой осадкомерной сети, опубликованных в Справочниках по климату СССР [18], установлено, что в холодный период года вертикальный градиент осадков на исследуемой территории может быть принят равным 10% на 100 м высоты.

Таким образом, для каждой ячейки расчётной сетки вычислялась разность между ЦМР, используемой в модели прогноза погоды (для каждой модели ЦМР несколько различаются), и более детальной «истинной» ЦМР с шагом сетки 1000 м. На основе разности высот в каждой ячейке вычислялись поправочные коэффициенты к полученному по модели количеству осадков. Сумма осадков в ячейках увеличивалась (уменьшалась) пропорционально разности высот между сглаженной ЦМР, используемой в модели прогноза погоды, и истинной ЦМР. Это позволило существенно повысить реалистичность данных о накопленных осадках и запасах воды в снеге в горной части бассейна. Более подробное обоснование предложенной схемы даунскейлинга применительно к данным канадской модели GEM приведено в работе [14].

Расходная составляющая баланса снежного покрова включает в себя потери на снеготаяние и испарение. Интенсивность снеготаяния при оттепелях рассчитывалась по температурным коэффициентам стаивания (мм/1 °С). Их значения определялись с учётом типа подстилающей поверхности (минимальное значение, равное 1,5 мм/1 °С для тёмнохвойных лесов, а максимальное – 5 мм/1 °С для урбанизированных территорий). Испарение с поверхности снежного покрова рассчитывалось по эмпирической формуле, рекомендованной П.П. Кузьминым [19] для проведения расчётов при отсутствии данных о температуре поверхности снега:

$$E = (0,24 + 0,05 U_{10})d,$$

где E – испарение с поверхности снега, мм; U_{10} – скорость ветра на высоте 10 м, м/с; d – дефицит влажности, гПа.

Необходимые для расчёта ежедневные поля пространственного распределения скорости ветра получены по данным моделей прогноза погоды и скорректированы для разных типов подстилающей поверхности на основе поправочных коэффициентов, предложенных в работе [20]. Поля температуры и влажности воздуха получены на основе интерполяции данных ГМС, так как данные моделей прогноза погоды о температуре и влажности в приземном слое часто содержат значительные ошибки. При интерполяции учитывался вертикальный градиент температуры и влажности в нижнем (1 км) слое атмосферы, который рассчитывался за каждый день на основе данных моделей о температуре и влажности воздуха на изобарической поверхности 850 гПа (приблизительно соответствующей высоте 1,5 км). Также при расчёте учитывалось испарение осадков, перехваченных кронами деревьев, которое в упрощённом виде может быть представлено как

$$E_i = kdLAI n,$$

где LAI — листовой индекс; n — число дней, за которое проводился расчёт; k — эмпирический коэффициент, принятый равным 0,065 в соответствии с работой [21].

Значения листового индекса LAI получены на основе тематического продукта обработки спутниковых данных MODIS — MOD15A2 (8-day LAI and FPAR) с веб-сервиса NASA (<https://ladsweb.nascom.nasa.gov/>) с детальностью 1000 м. Использованы данные за март 2015 г., что связано с наличием нескольких безоблачных снимков за этот период. Средняя рассчитанная величина потерь снежного покрова на испарение по бассейну р. Кама за период с 01.12.2017 г. до 31.03.2018 г. составила 30,5 мм. Сопоставимые оценки потерь снежного покрова на испарение получены в работе [22] для Южного Урала и бассейна Воткинского водохранилища за холодный период 2016/17 г. [14]. Отметим, что в холодный сезон 2017/18 г. на открытых участках местности расчётное испарение оказалось в среднем на 4–5 мм выше, чем на лесопокрытой территории. Это обусловлено влиянием сильных ветров, наблюдавшихся в третьей декаде января и в отдельные дни марта 2018 г.

При расчёте интенсивности снеготаяния в весенний период необходимо учитывать как ад-

вективную, так и радиационную составляющие. Вместе с тем возможность корректного расчёта теплового баланса снежного покрова на крупном водосборе ограничена отсутствием необходимых данных, в частности, об облачности и альбедо поверхности снега. Поэтому были предложены различные упрощённые формулы, например формула И.Н. Гордеева [23], по которой оценивают два основных тепловых потока: теплообмен с атмосферой и суммарную солнечную радиацию:

$$M = K_1\theta + K_2(Q + q),$$

где M — интенсивность снеготаяния, мм; θ — среднесуточная температура воздуха, °C; $Q + q$ — суммарная радиация в условиях ясного неба, МДж/м²·сут, поступление которой рассчитывается средствами ГИС Saga на основе ЦМР по алгоритму, описанному в работе [24]; K_1 и K_2 — коэффициенты.

Значения коэффициентов K_1 и K_2 , определяющих вклад адвективной и радиационной составляющих снеготаяния, зависят от территории и погодных условий. В оригинальной работе [23] для южной части Красноярского края они были приняты равными соответственно 1,2 и 0,3 (для открытой местности). Для рассматриваемой территории вклад радиационной составляющей снеготаяния существенно ниже, а адвективной — выше из-за более северного положения, значительной облачности и более высокой влажности воздуха в период снеготаяния. В связи с этим коэффициент для температуры воздуха был увеличен до 2,2, а для радиационной составляющей снижен до 0,15. Для разных типов подстилающей поверхности введены поправочные коэффициенты, аналогичные тем, которые используются при расчёте интенсивности снеготаяния по среднесуточной температуре воздуха (от 0,3 для тёмнохвойных лесов до 1 для урбанизированных территорий). В остальном расчёт снеготаяния вели аналогично методике, изложенной в работах [11, 12].

Результаты

Оценка достоверности расчёта сумм осадков за холодный период. Результаты сопоставления фактических (по данным 101 метеостанции) и прогностических сумм осадков по моделям GFS, GEM и ПЛ-АВ приведены на рис. 2 и в табл. 2.

Таблица 2. Среднеквадратичная ошибка расчёта (RMSE) месячных сумм осадков по разным моделям (числитель) и её отношение к среднему фактическому количеству осадков (знаменатель)

Название модели	X.2017 г.	XI.2017 г.	XII.2017 г.	I.2018 г.	II.2018 г.	III.2018 г.	IV.2018 г.
GFS	8,0/0,30	9,17/0,26	11,6/0,26	9,2/0,32	8,2/0,36	14,5/0,53	25,5/0,55
GEM	7,9/0,30	11,2/0,32	16,5/0,38	13,6/0,47	7,1/0,31	11,1/0,40	14,8/0,32
ПЛ-AB	9,0/0,34	9,8/0,28	16,7/0,38	9,7/0,33	8,1/0,36	18,2/0,66	40,4/0,87

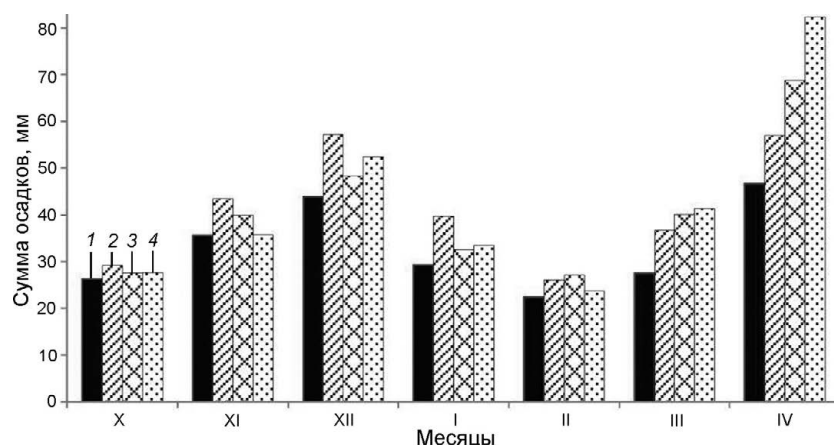


Рис. 2. Фактические (1) и прогностические суммы осадков по моделям GEM (2), GFS (3) и ПЛ-AB (4) за период снегонакопления и снеготаяния в 2017–2018 гг. в бассейне р. Кама

Fig. 2. Measured (1) and simulated precipitation amount by GEM (2), GFS (3) and PL-AB (4) atmospheric models for snow accumulation and snowmelt season in Kama river basin

Данные за октябрь приведены с 19 октября, т.е. с начала периода снегонакопления. Как следует из рис. 2, в период с октября 2017 г. по февраль 2018 г. суммы осадков по данным ГМС и всем трём глобальным моделям (GEM, GFS и ПЛ-AB) в среднем по изучаемой территории различаются не более чем на 30%, что создаёт предпосылки для расчёта снегонакопления с приемлемой точностью. Модель GEM наиболее существенно завышала количество осадков в течение всего периода. По данным других моделей количество осадков также переоценивалось по сравнению с измерениями ГМС, но величина завышения меньше (не более 20%). Среднеквадратичная ошибка расчёта (RMSE) месячных сумм осадков с октября по февраль находилась в пределах 26–38% среднего фактического количества осадков, что также может оцениваться как удовлетворительный результат, и лишь при расчёте по модели GEM за январь RMSE была существенно выше (47%). В марте и особенно в апреле ситуация меняется — по всем моделям количество осадков завышается, причём наиболее сильно по модели ПЛ-AB. Таким образом, установленный ранее применительно к модели WRF эффект завышения количества осадков в весенний период [3, 12] характерен и для других моделей.

При сопоставлении количества твёрдых осадков по данным ГМС и результатам числен-

ного моделирования необходимо иметь в виду эффект их выдувания из осадкомеров, в результате чего количество осадков может существенно занижаться (особенно на ГМС, расположенных на открытой местности). Согласно выводам, полученным в работе [25], на исследуемой территории до 30% и более выпадающих твёрдых осадков может выдуваться из осадкомеров. Сопоставление фактических и модельных данных позволяет предположить, что на некоторых ГМС измеренное количество твёрдых осадков сильно недооценивается из-за выдувания. Наибольшее систематическое завышение осадков по данным моделей зафиксировано для ГМС 28419 (Янаул), 28502 (Вятские Поляны), 28602 (Чистополь), 28615 (Бакалы) и 28704 (Чулпаново). Все эти ГМС расположены на открытых безлесных участках местности, где условия для выдувания снега наиболее благоприятны.

Особый интерес вызывает оценка точности расчёта глобальными моделями количества осадков в горной части водосбора, однако она несколько затруднена из-за низкой плотности сети ГМС. Для сопоставления были выбраны три ГМС — Бисер, Губаха и Златоуст, которые характеризуют условия западных (наветренных) склонов Урала. Как следует из табл. 3, для этих ГМС в период с октября 2017 г. по февраль 2018 г. все модели недооценивали количество осадков

Таблица 3. Сопоставление фактических и расчётных месячных сумм осадков по метеостанциям, расположенным в горной части водосбора р. Кама (средние значения)

Источник данных	X.2017 г.	XI.2017 г.	XII.2017 г.	I.2018 г.	II.2018 г.	III.2018 г.	IV.2018 г.
Метеостанции	41,1	49,2	43,1	31,7	21,2	42,8	62,5
Модель GEM	32,2	43,0	46,0	26,2	23,1	42,6	62,3
Модель GFS	28,1	44,7	38,1	20,0	22,8	44,7	86,3
Модель ПЛ-АВ	26,3	32,5	37,4	20,6	16,8	41,2	94,6

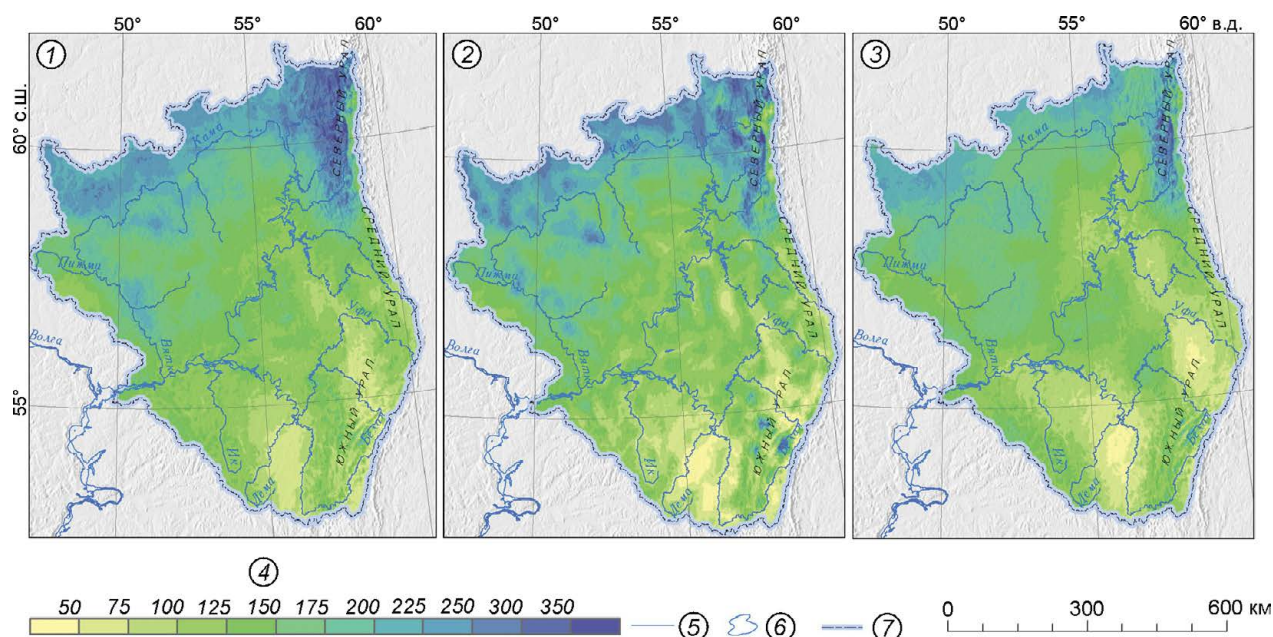


Рис. 3. Результаты расчёта снегозапасов в бассейне р. Кама на 31.03.2018 г. с использованием данных моделей: 1 – GEM; 2 – GFS; 3 – ПЛ-АВ; 4 – шкала запасов воды в снежном покрове, мм; 5 – реки; 6 – водохранилища и озёра; 7 – граница бассейна

Fig. 3. Snow water equivalent on Kama river basin simulated with the use models:

1 – GEM; 2 – GFS; 3 – PL-AV atmospheric models data (for 31.03.2018); 4 – snow water equivalent scale, mm; 5 – rivers; 6 – lakes and reservoirs; 7 – basin boundary

(в наибольшей степени – модель ПЛ-АВ). В марте расчётное и фактическое количество осадков по данным ГМС различалось незначительно, а в апреле модели уже завышали количество осадков (в наибольшей степени – модель ПЛ-АВ). В целом из табл. 3 следует, что наиболее корректные оценки количества осадков для ГМС горной части бассейна получены по модели GEM.

Оценка достоверности расчёта запаса воды в снеге. В холодный период 2017/18 г. максимальный снегозапас в бассейне Камы сформировался к концу марта, а интенсивное таяние снега началось с 4 апреля. Результаты расчёта пространственного распределения снегозапасов по состоянию на 31.03.2018 г. с использованием данных моделей GEM, GFS и ПЛ-АВ приведены на рис. 3. Средние рассчитанные снегозапасы по

водосбору на 31.03.2018 г. составляют 151,7, 145,5 и 135,5 мм соответственно при использовании данных моделей GEM, GFS и ПЛ-АВ. Возможность сопоставить полученные значения с данными снегомерных съёмов существует для территории Пермского края, Кировской области и Удмуртии (по которой были получены данные снегомерных съёмов с 69 маршрутов). В пределах этих субъектов РФ средний снегозапас по результатам моделирования составил 180,7, 174,2 и 157,3 мм соответственно при использовании данных моделей GEM, GFS и ПЛ-АВ. Средний снегозапас по данным снегомерных съёмов на данной территории равен 148,1 мм. С одной стороны, это указывает на существенную переоценку снегозапасов по данным моделей GEM и GFS; с другой стороны, в горах Урала снегомерных маршрутов

Таблица 4. RMSE расчётных снегозапасов (числитель) и отношение RMSE к среднему фактическому снегозапасу (знаменатель), полученные при сопоставлении расчётных снегозапасов с данными снегомерных съёмок (средние значения по данным полевых и лесных маршрутов)

Модель	Тип снегомерных маршрутов	20.XII	20.I	31.I	10.II	20.II
GEM	Поле	17,8/0,44	17,5/0,25	25,2/0,28	30,0/0,31	27,5/0,27
	Лес	23,1/0,60	29,8/0,45	35,6/0,41	37,5/0,38	37,1/0,35
GFS	Поле	12,9/0,32	14,5/0,21	21,6/0,24	26,7/0,28	25,9/0,25
	Лес	21,3/0,55	29,0/0,43	34,3/0,39	37,7/0,38	39,1/0,37
ПЛ-AB	Поле	15,3/0,39	14,3/0,20	20,2/0,23	22,7/0,24	20,7/0,20
	Лес	16,8/0,44	15,9/0,24	21,0/0,24	24,8/0,28	26,0/0,25
		28.II	10.III	20.III	31.III	
GEM	Поле	26,9/0,23	27,5/0,22	30,2/0,22	30,4/0,21	
	Лес	37,4/0,33	35,5/0,28	32,8/0,22	35,3/0,23	
GFS	Поле	26,5/0,23	26,6/0,21	31,0/0,23	31,6/0,22	
	Лес	40,1/0,35	39,3/0,30	39,6/0,27	40,6/0,27	
ПЛ-AB	Поле	22,4/0,20	24,8/0,20	29,7/0,22	29,1/0,20	
	Лес	26,7/0,24	23,8/0,18	23,2/0,16	24,6/0,16	

крайне мало, что приводит к занижению снегозапасов в среднем по бассейну при использовании данных снегомерных съёмок.

Пространственное распределение снегозапасов, рассчитанное с помощью разных моделей, различается весьма существенно. Так, по данным модели GFS установлено множество локальных максимумов и минимумов снегонакопления, которые не выделяются по материалам других моделей. В горах Северного Урала максимальный расчётный снегозапас по данным модели GFS превышает 500 мм, а минимальные значения в межгорных понижениях составляют всего 80–100 мм. Также снегозапас существенно занижается в лесостепных районах Предуралья, находящихся в зонах барьерной тени от возвышенностей. Здесь по данным на 31.03.2018 г. его величина составляла всего 50–80 мм (более чем в полтора раза ниже, чем по данным снегосъёмок). С использованием моделей GEM и ПЛ-AB воспроизводится более сглаженное и реалистичное поле снегозапасов, однако по данным модели ПЛ-AB снегозапас значительно меньше. Существенная недооценка снегонакопления по модели ПЛ-AB отмечается в горных районах и лесостепной зоне, что подтверждается материалами снегосъёмок. Занижение снегозапаса в горах Урала по модели ПЛ-AB, очевидно, связано с недооценкой количества осадков (см. табл. 3). Причиной занижения снегозапаса в лесостепной зоне может быть не только занижение

количества осадков, но и завышение расчётного испарения со снежного покрова, которое в лесостепной зоне достигает 40–45 мм с декабря по март). В свою очередь, по модели GEM в северной части водосбора снегозапас завышается на 30–50% по сравнению с данными снегосъёмок.

Достоверность расчёта снегонакопления оценивалась на основе сравнения с данными маршрутных снегомерных съёмок. Получены данные по 40 полевым и 29 лесным снегомерным маршрутам на территории Пермского края, Удмуртии и Кировской области. Два лесных снегомерных маршрута были отбракованы по причине очевидного несоответствия измерений толщины снежного покрова и снегозапасов (ГМС Кирс), а также в связи с тем, что маршрут отражал лишь локальные условия снегонакопления (ГМС Вая). Общая оценка достоверности расчёта снегозапасов (по всем снегомерным маршрутам) приведена в табл. 4, а сопоставление по отдельным станциям — на рис. 4. Сопоставление с данными снегомерных съёмок показало, что данные всех трёх моделей прогноза погоды (GEM, GFS и ПЛ-AB) имеют перспективы применения для расчёта снегозапасов в бассейне р. Кама. Среднеквадратичная ошибка расчёта снегозапасов на 31.03.2018 г. находится в пределах 23–40 мм, что составляет 16–27% среднего фактического значения по данным снегосъёмок. Наилучший результат (RMSE — 25 мм) получен по модели ПЛ-AB при сравнении с данными лесных снего-

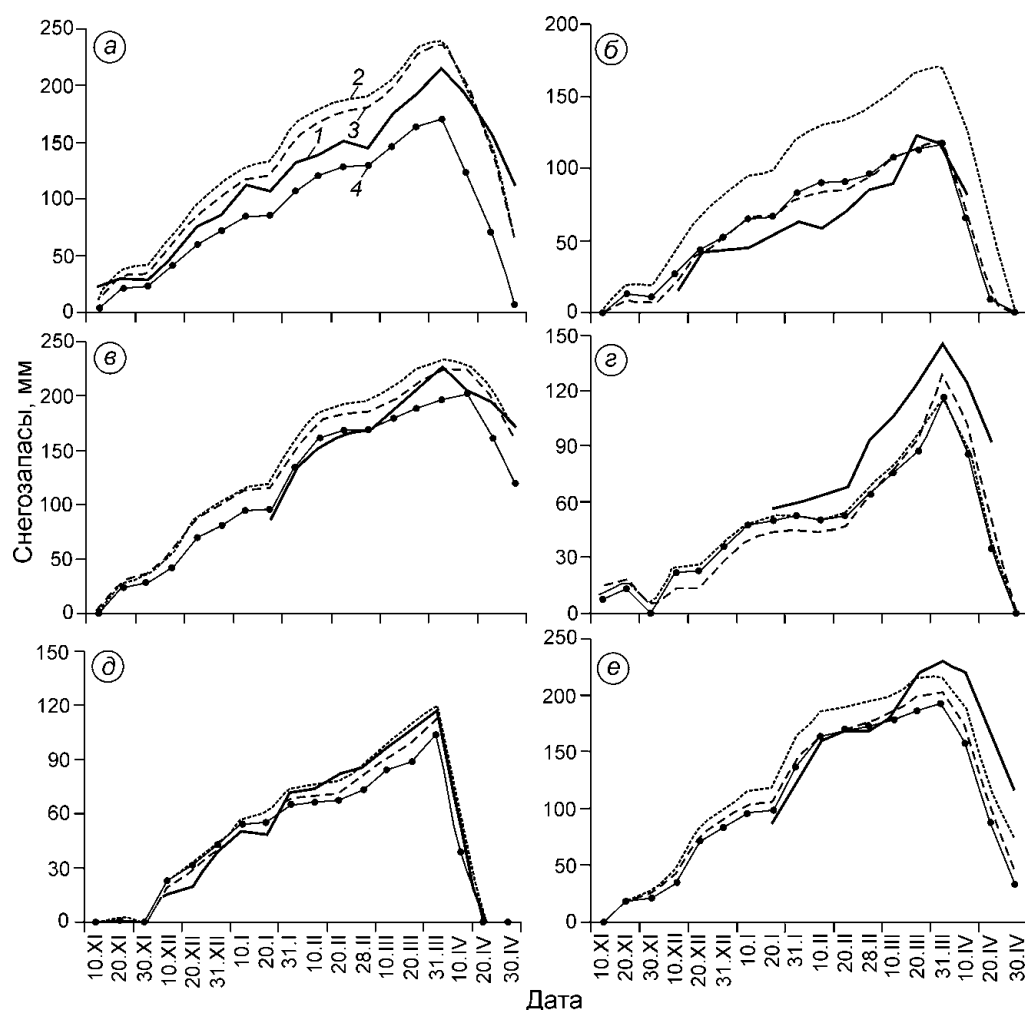


Рис. 4. Сопоставление расчётного и фактического снегозапаса по отдельным снегомерным маршрутам: а – Чердынй (поле); б – Кудымкар (поле); в – Усть-Черная (лес); г – Октябрьский (лес); д – Бол. Соснова (поле); е – Нагорское (лес); 1 – данные снегомерных съёмок; 2 – модель GEM; 3 – модель GFS; 4 – модель ПЛ-АВ

Fig. 4. Comparison of simulated and measured SWE by some snow survey routes:

а – Cherdyn', treeless area; б – Kudimkar, treeless area; в – Ust'Chornaya, forest; г – Oktyabr'skiy, forest; д – Bol. Sosnova, treeless area; е – Nagorskoe, forest; 1 – snow survey data; 2 – GEM model; 3 – GFS model; 4 – PL-AV model

мерных маршрутов. Однако эти оценки точности получены по материалам только одного сезона, поэтому имеют предварительный характер.

Средняя ошибка (bias) расчёта снегозапаса составляет: для полевых и лесных снегомерных маршрутов соответственно $-9,8$ и $-19,2$ мм для модели GEM; $-2,9$ и $-19,8$ мм для модели GFS; $6,2$ и $2,0$ мм для модели ПЛ-АВ. Таким образом, по модели GEM снегозапасы в среднем завышаются как по полевым, так и по лесным маршрутам, что вполне ожидаемо, учитывая систематическое завышение осадков по этой модели в течение всего периода снегонакопления (см. рис. 2). По модели GFS завышение снегозапаса наблюдается только для лесных маршрутов; по модели ПЛ-АВ в среднем снегозапасы близки к измеренным значениям, однако для востока территории отмечается их занижение. Наблюдаемое расхождение по точности расчёта снегозапасов для полевых и лесных маршрутов может

быть связано с особенностями пространственного размещения этих маршрутов. Большинство станций с лесными снегомерными маршрутами находится на севере рассматриваемой территории, в лесной зоне, а многие полевые маршруты – на юге, в лесостепной зоне. Как уже отмечалось, одна из причин недооценки снегозапаса в лесостепной зоне – завышение расчётного испарения со снежного покрова.

Оценка достоверности расчёта площади, покрытой снегом в бассейне р. Кама, в период снеготаяния по спутниковым данным. Расчёт площади, покрытой снегом, по космическим снимкам разного пространственного разрешения и спектрального диапазона ведётся достаточно давно. В основе лежат отражательные свойства снега в различных участках спектра [26]. В настоящее время разработан и опробован ряд индексов для расчёта доли площади снежного покрова в пикселе изображения. Наиболее распространён-

Таблица 5. Сопоставление фактической (рассчитанной по спутниковым данным MODIS/Aqua) и расчётной площади, покрытой снегом в бассейне р. Кама в период снеготаяния в апреле 2018 г.

Источник данных о заснеженности	Доля площади, покрытой снегом, от наблюдаемой (безоблачной) площади бассейна, %		
	06.04.2018 г.	14.04.2018 г.	18.04.2018 г.
Спутниковые (MODIS/Aqua)	84,6	96,1	76,2
Расчёт по модели GEM	100,0	92,0	72,3
Расчёт по модели GFS	98,9	88,5	70,6
Расчёт по модели ПЛ-АВ	97,6	80,7	71,6
Доля безоблачной площади от общей площади бассейна, %	81,4	65,2	88,2

ный — нормализованный относительный индекс снега NDSI (normalized difference snow index), а для лесопокрытых территорий — нормализованный относительный индекс снега в лесах NDFSИ (normalized difference forest snow index) [27]. Индексы рассчитываются по следующим формулам:

$$\text{NDSI} = (\text{green} - \text{swir}) / (\text{green} + \text{swir});$$

$$\text{NDFSИ} = (\text{nir} - \text{swir}) / (\text{nir} + \text{swir}),$$

где *green* — яркость в зелёном канале; *nir* — яркость в ближнем инфракрасном канале; *swir* — яркость в среднем инфракрасном канале.

Для расчёта площади, покрытой снегом в период снеготаяния в 2018 г., и последующей оценки достоверности аналогичных расчётов по выходным данным моделей GEM GFS, и ПЛ-АВ были использованы космические снимки съёмочной системы MODIS/Aqua. Данные доступны на веб-сервисе NASA (<https://modis.gsfc.nasa.gov/about/specifications.php>). Расчёт проводился на основе продукта MYD09GA, для которого уже выполнены необходимые радиометрическая и атмосферная коррекции. При интерпретации значений индекса NDFSИ принято, что значения, превышающие 0,4, относятся к территориям со снежным покровом (включая лесопокрытые), а значения меньше 0,4 соответствуют бесснежной поверхности [27]. За апрель 2018 г. получено только три снимка с облачностью около трети площади бассейна и менее (6, 14 и 18 апреля), которые и были использованы для верификации модельных расчётов (табл. 5, рис. 5).

Полученные результаты указывают на хорошее соответствие спутниковых и модельных данных, однако спутниковые данные за вторую половину периода снеготаяния отсутствуют. В начале периода снеготаяния спутниковая оценка площади, покрытой снегом, несколько занижена, затем её достоверность повышается.

К 14 апреля в среднем по бассейну наблюдается недооценка площади снегового покрытия по данным всех трёх моделей (наиболее значительная — по модели ПЛ-АВ, что обусловлено существенным занижением снегозапаса в южной части бассейна по этой модели). В результате сход снежного покрова в лесостепных районах бассейнов рек Белая и Уфа по моделям произошёл на несколько дней раньше, чем фактически (по спутниковым данным). К 18 апреля, когда безлесные территории в южной части бассейна уже полностью освободились от снега, наблюдалось наилучшее совпадение расчётной и фактической площади, покрытой снегом. Однако по модели ПЛ-АВ её недооценка в лесостепной зоне сохранялась.

Заключение

До последнего времени применение общедоступных данных глобальных моделей прогноза погоды для решения гидрологических задач было невозможно из-за их низкого пространственного разрешения. Однако с ростом детальности и повышением точности краткосрочных прогнозов осадков открываются новые перспективы в этом направлении. Выполненное исследование применимости данных моделей прогноза погоды GEM, GFS и ПЛ-АВ для расчёта снегонакопления на крупном водосборе — одна из первых подобных работ в России. В условиях холодного периода 2017/18 г. удалось оценить снегозапасы с ошибкой в пределах 25% их фактического значения по выходным данным всех трёх рассмотренных моделей. Правда, этот вывод — предварительный и требует проверки по материалам нескольких сезонов.

Полученные результаты сопоставимы по точности с полученными ранее на основе дан-

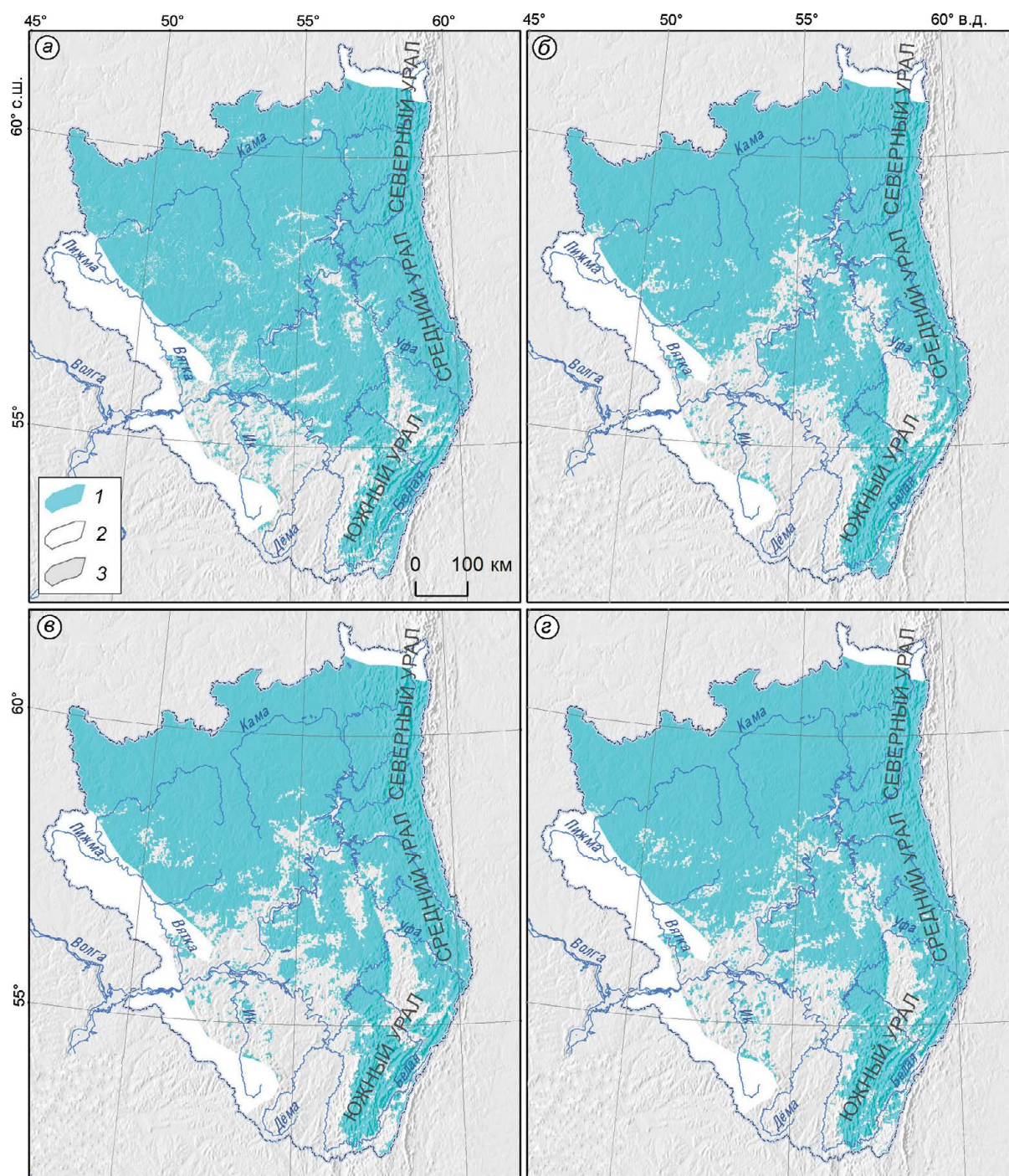


Рис. 5. Сопоставление фактической (по спутниковым данным) и расчётной площади, покрытой снегом в бассейне р. Кама, по данным на 18.04.2018 г.:

а – спутниковые данные; *б* – модель ПЛ-АВ; *в* – модель GFS; *г* – модель GEM; 1 – снежный покров; 2 – облачность; 3 – отсутствие снежного покрова

Fig. 5. Comparison of satellite-derived and simulated snow-covered area on the Kama river basin (for 18 April 2018):

a – satellite data; *б* – PL-AV model; *в* – GFS model; *г* – GEM model; 1 – snow cover; 2 – cloudiness; 3 – snow-free area

ных модели WRF [16, 17]. Сложно определить, какая модель обеспечивает максимальную точность расчёта снегозапасов, так как каждая из

них имеет свои ограничения. По данным модели ПЛ-АВ среднеквадратичная ошибка расчёта снегозапасов оказалась минимальной, однако при

этом отмечается существенная недооценка снегонакопления в горной части бассейна. По данным модели GEM снегозапасы систематически завышаются на 10–25%. При расчёте по данным модели GFS выделяется множество локальных максимумов и минимумов в поле снегозапасов, которые не подтверждаются данными метеостанций. В целом предложенная методика перспективна для оперативного расчёта снегозапасов в районах со сложной орографией и редкой сетью наблюдений. Основные источники неопределённости при расчёте снегозапасов – возможные систематические ошибки в численных прогнозах осадков, а также эмпирические коэффициенты, используемые при расчёте интенсивности снеготаяния и испарения с поверхности снега.

Благодарности. Исследование выполнено при поддержке РФФИ, проект № 17-05-01001-а. Авторы выражают благодарность сотрудникам Центра

коллективного пользования высокопроизводительными вычислительными ресурсами (ЦКП ВВР) Пермского государственного национального исследовательского университета за помощь в получении и обработке данных моделей прогноза погоды, а также сотрудникам лаборатории перспективных численных методов в моделях атмосферы Гидрометцентра России и лично М.А. Толстых за предоставленные данные модели ПЛ-АВ.

Acknowledgments. The study was funded by RFBR grant № 17-05-01001-a. The authors are grateful to the team of the Center for collective usage of high-performance computing resources of the Perm State University for assistance in obtaining and processing atmospheric models data, and also thank the team of the Laboratory of advanced numerical methods in atmospheric models of the Hydro-meteorological Center of Russia and M.A. Tolstykh personally for the providing of the PL-AV atmospheric model data.

Литература

References

1. Чурюлин Е.В., Копейкин В.Н., Розинкина И.А., Фролова Н.Л., Чурюлина А.Г. Анализ характеристик снежного покрова по спутниковым и модельным данным для различных водосборов на Европейской территории Российской Федерации // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2018. № 2 (368). С. 120–143.
2. Bulygina O.N., Groisman P.Ya., Razuvaev V.N., Korshunova N.N. Changes in snow cover characteristics over Northern Eurasia since 1966 // Environment Research Letters. 2011. V. 6. L045204. doi: 10.1088/17489326/6/4/045204.
3. Kalinin N.A., Shikhov A.N., Sviyazov E.M. Simulation of snow accumulation and melt in the Votkinsk Reservoir catchment using the WRF-ARW model // Russian Meteorology and Hydrology. 2015. V. 40 (11). P. 749–757.
4. 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. doi: 10.15356/2076-6734-2016-3-369-380.
5. Телегина А.А., Фролова Н.Л., Китаев Л.М., Титкова Т.Б. Оценка точности спутниковой информации о снегозапасах крупных водосборов Европейской территории России // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из Космоса. 2014. Т. 11. № 2. С. 38–49.
1. Churyulin E.V., Kopeikin V.N., Rozinkina I.A., Frolova N.L., Churyulina A.G. Analysis of snow cover characteristics using satellite and model data for various basins on the European territory of Russian Federation. *Gidrometeorologicheskie issledovaniya i prognozy*. Hydro-meteorological studies and forecasts. 2018, 368: 120–143. [In Russian].
2. Bulygina O.N., Groisman P.Ya., Razuvaev V.N., Korshunova N.N. Changes in snow cover characteristics over Northern Eurasia since 1966. *Environment Research Letters*. 2011, 6: L045204. doi: 10.1088/17489326/6/4/045204.
3. Kalinin N.A., Shikhov A.N., Sviyazov E.M. Simulation of snow accumulation and melt in the Votkinsk Reservoir catchment using the WRF-ARW model. *Russian Meteorology and Hydrology*. 2015, 40 (11): 749–757.
4. Turkov D.V., Sokratov V.S. Calculation of snow cover characteristics on lowland areas with the use of the SPONSOR model of local heat and moisture exchange and reanalysis data on the example of the Moscow region. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2016, 56 (3): 369–380. doi: 10.15356 / 2076-6734-2016-3-369-380. [In Russian].
5. Telegina A.A., Frolova N.L., Kitaev L.M., Titkova T.B. Assessment of the accuracy of satellite information on snow water equivalent on large-scale basins of the European Russia. *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz Kosmosa*. Modern problems of the Earth remote sensing from space. 2014, 11 (2): 38–49. [In Russian].
6. Kuchment L.S., Romanov P.Yu., Gelfan A.N., Demidov V.N. Use of satellite-derived data for characteriza-

6. Kuchment L.S., Romanov P.Yu., Gelfan A.N., Demidov V.N. Use of satellite-derived data for characterization of snow cover and simulation of snowmelt runoff through a distributed physically based model of runoff generation // *Hydrology and Earth system science*. 2010. V. 14 (2). P. 339–350. doi: 10.5194/hess-14-339-2010.
7. Шмакин А.Б., Турков Д.В., Михайлов А.Ю. Модель снежного покрова с учетом слоистой структуры и ее сезонной эволюции // *Криосфера Земли*. 2009. Т. 13. № 4. С. 69–79.
8. Bellaire S., Jamieson J.B., Fierz C. Forcing the snow-cover model SNOWPACK with forecasted weather data // *The Cryosphere*. 2011. V. 5. P. 1115–1125. doi: 10.5194/tc-5-1115-2011.
9. Quéno L., Vionnet V., Dombrowski-Etchevers I., Lafaysse M., Dumont M., Karbou F. Snowpack modelling in the Pyrenees driven by kilometric-resolution meteorological forecasts // *The Cryosphere*. 2016. V. 10. P. 1571–1589. doi: 10.5194/tc-10-1571-2016.
10. Verbunt M., Zappa M., Gurtz J., Kaufmann P. Verification of a coupled hydrometeorological modelling approach for alpine tributaries in the Rhine basin // *Journ. of Hydrology*. 2006. V. 324. P. 224–238. doi: 10.1016/j.jhydrol.2005.09.036.
11. Пьянков С.В., Шухов А.Н. Геоинформационное обеспечение моделирования гидрологических процессов и явлений. Пермь: изд. Пермского гос. нац. исслед. ун-та, 2017. 148 с.
12. Pyankov S.V., Shikhov A.N., Kalinin N.A., Sviyazov E.M. A GIS-based modeling of snow accumulation and melt processes in the Votkinsk reservoir basin // *Journ. of Geographical Sciences*. 2018. V. 28 (2). P. 221–237. doi: 10.1007/s11442-018-1469-x.
13. Толстых М.А. Глобальные модели атмосферы: современное состояние и перспективы развития // *Тр. Гидрометцентра России*. 2016. № 1. С. 5–33.
14. Шухов А.Н., Быков А.В. Расчет снегозапасов на крупном водосборе с использованием данных глобальных моделей прогноза погоды // *Гидромет. исследования и прогнозы*. 2018. № 1 (367). С. 64–79.
15. Bartalev S.A., Ershov D.V., Isaev A.S., Potapov P.V., Turubanova S.A., Yaroshenko A.Yu. Russia's Forests – Dominating Forest Types and Their Canopy Density. Moscow: Greenpeace Russia and RAS Centre for Forest Ecology and Productivity. 2004. (Map, scale 1:14 000 000).
16. Arino O., Blicheron P., Achard F., Latham J., Witt R., Weber J.-L. GlobCover: the most detailed portrait of Earth // *European Space Agency Bulletin*. 2008. V. 136. P. 24–31.
17. Hansen M.C., Potapov P.V., Moore R., Hancher M., Turubanova S.A., Tyukavina A., Thau D., Stehman S.V., Goetz S.J., Loveland T.R., Kommareddy A., Egorov A., Chini L., Justice C.O. Townshend J.R.G. High-resolution of snow cover and simulation of snowmelt runoff through a distributed physically based model of runoff generation. *Hydrology and Earth system science*. 2010, 14 (2): 339–350. doi: 10.5194/hess-14-339-2010.
17. Shmakin A.B., Turkov D.V., Mikhailov A.Yu. Snow cover model considering its layered structure and seasonal evolution. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2009, 13 (4): 69–79. [In Russian].
8. Bellaire S., Jamieson J.B., Fierz C. Forcing the snow-cover model SNOWPACK with forecasted weather data. *The Cryosphere*. 2011, 5: 1115–1125. doi: 10.5194/tc-5-1115-2011.
9. Quéno L., Vionnet V., Dombrowski-Etchevers I., Lafaysse M., Dumont M., Karbou F. Snowpack modelling in the Pyrenees driven by kilometric-resolution meteorological forecasts. *The Cryosphere*. 2016, 10: 1571–1589. doi: 10.5194/tc-10-1571-2016.
10. Verbunt M., Zappa M., Gurtz J., Kaufmann P. Verification of a coupled hydrometeorological modelling approach for alpine tributaries in the Rhine basin. *Journ. of Hydrology*. 2006, 324: 224–238. doi: 10.1016/j.jhydrol.2005.09.036.
11. Pyankov S.V. *Geoinformatsionnoe obespechenie modelirovaniya gidrologicheskikh protsessov i yavleniy*. GIS-based support of modeling hydrological processes and phenomena. Perm: Perm State university, 2017: 148 p. [In Russian].
12. Pyankov S.V., Shikhov A.N., Kalinin N.A., Sviyazov E.M. A GIS-based modeling of snow accumulation and melt processes in the Votkinsk reservoir basin. *Journ. of Geographical Sciences*. 2018, 28 (2): 221–237. doi: 10.1007/s11442-018-1469-x.
13. Tolstykh M.A. *Глобальные модели атмосферы: Current state and development prospects*. *Trudy Gidromettsentra Rossii*. Proc. of the Hydrometeorological Center of Russia. 2016, 1: 5–33. [In Russian].
14. Shikhov A.N., Bykov A.V. Snow water equivalent calculation on a large-scale basin with the use of global weather forecast models. *Gidrometeorologicheskie issledovaniya i prognozy*. Hydrometeorological studies and forecasts. 2018, 1 (367): 64–79. [In Russian].
15. Bartalev S.A., Ershov D.V., Isaev A.S., Potapov P.V., Turubanova S.A., Yaroshenko A.Yu. Russia's Forests – Dominating Forest Types and Their Canopy Density. Moscow: Greenpeace Russia and RAS Centre for Forest Ecology and Productivity. 2004. (Map, scale 1:14 000 000).
16. Arino O., Blicheron P., Achard F., Latham J., Witt R., Weber J.-L. GlobCover: the most detailed portrait of Earth. *European Space Agency Bulletin*. 2008, 136: 24–31.
17. Hansen M.C., Potapov P.V., Moore R., Hancher M., Turubanova S.A., Tyukavina A., Thau D., Stehman S.V., Goetz S.J., Loveland T.R., Kommareddy A., Egorov A., Chini L., Justice C.O. Townshend J.R.G. High-Resolution Global Maps of 21st-Century Forest Cover Change. *Science*. 2013, 342: 850–853. doi: 10.1126/science.1244693.
18. *Spravochniki po klimatu SSSR*. Reference books on the USSR climate. Is. 1–34. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1965–1974. [In Russian].

- tion global maps of 21st-century forest cover change // Science. 2013. V. 342. P. 850–853. doi: 10.1126/science.1244693.
18. Справочники по климату СССР. Вып. 1–34. Л.: Гидрометеиздат, 1965–1974.
19. Кузьмин П.П. Процесс таяния снежного покрова. Л.: Гидрометеиздат, 1961. 346 с.
20. Корень В.И. Математические модели в прогнозах речного стока. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 199 с.
21. Карпечко Ю.В., Бондарик Н.Л. Гидрологическая роль лесохозяйственных и лесопромышленных работ в таежной зоне Европейского Севера России. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2010. 225 с.
22. Шутлов В.А., Калужный И.Л. Анализ пространственного распределения зимних осадков и снегозапасов в бассейне р. Белой // Метеорология и гидрология. 1997. № 1. С. 105–114.
23. Гордеев И.Н. Методика расчета интенсивности снеготаяния в прогнозах весеннего стока сибирских рек: Науч.-практич. школа-семинар молодых ученых и специалистов в области гидрометеорологии. Новосибирск, 2012. URL: <http://sibnigmi.ru/documents/school/Gordeev.pdf>.
24. Wilson J.P., Gallant J.C. Terrain Analysis – Principles and Applications. John Wiley & Sons Inc., 2000. 479 p.
25. Гаврилова С.Ю. Устранение неоднородности временных рядов атмосферных осадков и их использование для анализа изменений режима увлажнения на территории России: Дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. СПб.: ГГО им. А.И. Воейкова, 2010. 111 с.
26. Hall D.K., Riggs G.A., Salomonson V.V. Development of methods for mapping global snow cover using moderate resolution imaging spectroradiometer data // Remote Sensing of Environment. 1995. V. 54. P. 127–140.
27. Wang X., Wang J., Che T., Huang X., Hao X., Li H. Snow Cover Mapping for Complex Mountainous Forested Environments Based on a Multi-Index Technique // IEEE Journ. of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing. 2018. V. 11 (5). P. 1433–1441. doi: 10.1109/JSTARS.2018.2810094.
19. Kuzmin P.P. *Protsess tayaniya snezhnogo pokrova*. The process of snow cover melting. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1961: 346 p. [In Russian].
20. Koren' V.I. *Matematicheskie modeli v prognozhakh rechnogo stoka*. Mathematical models for streamflow forecasts. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1991: 199 p. [In Russian].
21. Karpechko Yu.V., Bondarik N.L. *Gidrologicheskaya rol' lesokhozyaistvennykh i lesopromyshlennykh rabot v taezhnoy zone Evropeyskogo Severa Rossii*. Hydrological role of forestry and logging in the taiga zone of the Russian European North. Petrozavodsk: Karel'skiy nauchnyi tsentr RAN, 2010: 225 p. [In Russian].
22. Shutov V.A., Kalyuzhnyi I.L. Analysis of the spatial distribution of winter precipitation and snow water equivalent in the Belaya river basin. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 1997, 1: 105–114. [In Russian].
23. Gordeev I.N. The method of snowmelt intensity calculation for the forecasts of spring runoff of Siberian rivers. Scientific-practical school-seminar for young scientists and specialists in the field of hydrometeorology. Novosibirsk, 2012. URL: <http://sibnigmi.ru/documents/school/Gordeev.pdf>.
24. Wilson J.P., Gallant J.C. Terrain Analysis – Principles and Applications. John Wiley & Sons Inc., 2000: 479 p.
25. Gavrilova S.Yu. *Ustraneniye neodnorodnosti vremennykh ryadov atmosferynykh osadkov i ikh ispol'zovanie dlya analiza izmeneniy rezhima uvlazhneniya na territorii Rossii*. Elimination of the non-stationarity of precipitations time series and their use for the analysis of changes in the moisture regime in Russia. PhD. Sankt-Petersburg: Main Geophysical Observatory, 2010: 111 p.
26. Hall D.K., Riggs G.A., Salomonson V.V. Development of methods for mapping global snow cover using moderate resolution imaging spectroradiometer data. Remote Sensing of Environment. 1995, 54: 127–140.
27. Wang X., Wang J., Che T., Huang X., Hao X., Li H. Snow Cover Mapping for Complex Mountainous Forested Environments Based on a Multi-Index Technique. IEEE Journ. of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing. 2018, 11 (5): 1433–1441. doi: 10.1109/JSTARS.2018.2810094.

Подземные льды и наледи

51.345:551.435

<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-4-435>

Каменные глетчеры хребта Улахан-Чистай (осевая часть горной системы Черского)

© 2019 г. В.М. Лыткин*, К.И. Бажин, В.В. Куницкий

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

*gidro1967@mail.ru

Rock glaciers in the Ulakhan-Chistay ridge (axial part of the Chersky mountain range)

V.M. Lytkin*, K.I. Bazhin, V.V. Kunitsky

Melnikov Permafrost Institute, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Yakutsk, Russia

*gidro1967@mail.ru

Received February 26, 2019 / Revised June 8, 2019 / Accepted September 19, 2019

Keywords: *mountain permafrost, stone (rock) glaciers, Ulakhan-Chistay Range.*

Summary

The Ulakhan-Chistay Ridge is interesting by the fact that one of the most extensive mountain glaciations in northeast Russia is located here. In addition, there are widespread specific glacial-cryogenic formations – stone glaciers related to glacial and periglacial processes. On the basis of geoinformation mapping on evidence of remote sensing of the Earth and field investigations within boundaries of the Ridge, 1812 stone glaciers of different morphological types in relation to the enclosing relief were found, among them 111 cirque (corrie) and 1701 niche ones. In the group of corrie glaciers, the dominating units are the active forms (76). Some of them are distinctive in the complex structure with different age generations. Among the niche glaciers 948 active, 545 inactive, and 208 relict ones were determined. The analysis of frequency distributions has allowed establishing that the stone glaciers of the studied area are located within the interval of heights 550–2450 m above the sea level. However, the main part of the active formations are positioned at heights of 1500–1900 m. Field observations of stone glaciers were carried out in the upper part of the Kyureter River area that is on the eastern slope of the Ridge. Investigations did show that thicknesses of glaciers at the key area (site) did not exceed 50 m, and they probably consist of several coalesced lobes. Thus, they form polylobate stone glaciers which width may reach 610 m or more with the lobes extending for up to 340 m.

Citation: Lytkin V.M., Bazhin K.I., Kunitsky V.V. Rock glaciers in the Ulakhan-Chistay ridge (axial part of the Chersky mountain range). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2019. 59 (4): 509–516. [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-4-435>.

Поступила 26 февраля 2019 г. / После доработки 8 июня 2019 г. / Принята к печати 19 сентября 2019 г.

Ключевые слова: *горная криолитозона, каменные глетчеры, хребет Улахан-Чистай.*

На хр. Улахан-Чистай по данным дистанционного зондирования Земли и полевых наблюдений в интервале высот 550–2450 м над ур. моря установлено 1812 каровых и присклоновых каменных глетчеров. Среди них выявлены активные, неактивные и отмершие. Результаты дешифрирования космических снимков проверены на основе полевых работ в долине верхнего течения р. Кюрэтэр на восточном склоне хребта.

Введение

На хр. Улахан-Чистай расположено одно из наиболее крупных горных оледенений северо-востока Азии [1]. Кроме ледников, здесь широко распространены специфические гляциально-криогенные образования — каменные глетчеры [2], а в научной литературе есть лишь одно указание об их наличии в данном регионе, и тогда их приняли за «псевдотеррасы» [3]. Вме-

сте с тем каменные глетчеры обнаружены в большинстве горных сооружений северо-востока Азии [2, 4]. Изучение этих образований на хр. Улахан-Чистай и других горных сооружениях северо-востока Азии имеет фундаментальное значение для региональной геоэкологии и гляциальной геоморфологии [2, 5]. Интерес к каменным глетчерам обусловлен тем, что они формируются из каровых и долинных ледников и представляют собой один из вариантов их деградации. Располо-

жение каменных глетчеров по сравнению с ледниками не зависят от снеговой границы — они могут находиться и на более низких высотах. В них можно найти разнообразные типы льда, включая ядра ископаемых метаморфических льдов, унаследованные от ледников [2, 5–7]. Каменные глетчеры относятся к льдистым и крайне динамичным образованиям горной криолитозоны, поэтому их учёт важен при проектировании линейных сооружений и разработке месторождений полезных ископаемых в горных районах [2, 4, 6].

В настоящей статье обсуждаются новые данные о распространении каменных глетчеров в хр. Улахан-Чистай, полученные на основе дешифрирования космических снимков высокого разрешения, цифровой модели рельефа, ГИС-технологий и полевых исследований.

Распространение каменных глетчеров на северо-востоке Азии

География распространения каменных глетчеров довольно обширна. Их можно встретить во многих горных районах Европы, Северной и Южной Америки, Азии [5]. Активные каменные глетчеры присутствуют в горах всех континентов, за исключением Австралии. Они прослежены от Антарктиды до Арктики — от 78° ю.ш. до 82° с.ш. Одни из них спускаются до уровня моря, другие заканчиваются на высотах около 5000 м над ур. моря (все высоты в статье даны в метрах над ур. моря) [8].

На территории России каменные глетчеры встречаются во всех горных массивах, начиная от Кавказа и заканчивая Чукотским нагорьем, на высотах от 0 до 3400 м [9]. Особенности их распространения в отдельных горных районах описаны в работах А.П. Горбунова [9–11]. Больше всего их в горных странах северо-востока Азии, где установлено более 6500 каменных глетчеров различных морфологических типов [2], приуроченных к гипсометрическому интервалу от 0 до 2400 м. Выделяют два района широкого распространения каменных глетчеров: 1) прибрежную 150–200-километровую зону Охотского и Берингова морей, к которым относятся Чукотское, Корякское нагорья, Северное Приохотье и др. [2]; 2) континентальную часть северо-востока Сибири, к которой относится хр. Сунтар-Хаята.

В *прибрежной зоне* каменные глетчеры встречаются в гипсометрическом интервале от 0 до 1400 м, однако большая их часть сосредоточена в пределах 600–800 м. Здесь встречаются все типы каменных глетчеров [2, 4]. В Чукотском нагорье выделен особый тип приразломных каменных глетчеров, которые группируются в линейных зонах вдоль бортов неотектонических грабенов и разрывов [12]. По мере удаления от прибрежной зоны плотность распределения каменных глетчеров увеличивается, возрастают и высоты, на которых они встречаются [13]. В *континентальной части* северо-востока Азии пока изучен только хр. Сунтар-Хаята, где каменные глетчеры встречаются в интервале высот от 1297 до 2402 м. Пока здесь обнаружено 540 каменных глетчеров, большинство из них расположены в интервале высот 1500–1900 м. Основная их часть относится к присклоновому лопастевидному типу, включая моно- и полилопастные [13].

Характеристика области исследований

Хр. Улахан-Чистай расположен в пределах горной страны Черского (рис. 1) и имеет северо-западное простираие. Его протяжённость — около 250 км, ширина — 15–16 км. Это — крупный шток, сложенный верхнеюрскими субвулканическими образованиями и выраженный в рельефе в виде крупного горного сооружения [14]. Абсолютные высоты в пределах массива достигают 3000 м. Здесь расположена самая высокая вершина северо-востока Азии — гора Победа (3003 м). Рельеф имеет альпийский характер — с острыми гребнями и вершинами, с множеством каров и цирков. Последние несут современное оледенение карово-долинного типа, площадь которого во второй половине XX в. составляла 85 км² [15]. Центральная часть территории характеризуется резкой расчленённостью, где колебания абсолютных отметок иногда превышают 800–1000 м. Для склонов характерна значительная крутизна, достигающая в осевой части массива 60–70°. Речные долины трогового типа врезаются на глубину до 1000 м и могут иметь ширину 500–700 м. На севере и северо-востоке, со стороны Момской впадины, хр. Улахан-Чистай окаймлён полосой предгорий, сложенных сланцами верхней юры [16].

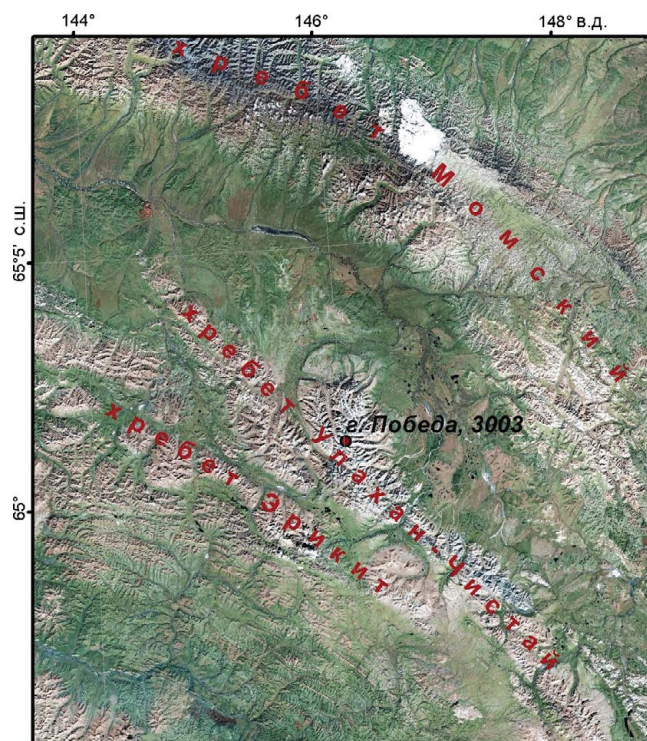


Рис. 1. Обзорная схема географического положения хребта Улахан-Чистай

Fig. 1. Geographical position of the Ulakhan-Chistai range

По данным ближайшей метеостанции (село Усть-Нера), расположенной на высоте 523 м, климат исследуемого региона — холодный, резко континентальный. Среднегодовая температура района составляет $-12,6^{\circ}\text{C}$, средняя температура июля $16,5^{\circ}\text{C}$, января $-44,1^{\circ}\text{C}$, среднегодовое количество осадков — 212 мм. Такой климат характерен для впадин. Горные массивы рассматриваемого региона, несущие в верхнем поясе современное оледенение, характеризуются другим климатом. Зимой с высотой температура воздуха заметно повышается, а летом наблюдается обратная инверсия. Краткосрочные наблюдения за температурой воздуха на высоте 1800 м в 1970-х годах показали, что в конце июля — начале августа отмечаются понижения температуры до 0°C и ниже. В высокогорьях в это время нередко снегопады. Количество осадков возрастает с высотой. Так, на высоте 2000 м годовая сумма осадков увеличивается до 690–700 мм [14].

Район исследований характеризуется сплошным распространением многолетнемёрзлых пород мощностью от 300 до 600 м с температурами от $-5,6$ до -14°C . Мощность мёрзлых пород

зависит от типа рельефа и высоты. В диапазоне высот от 800 до 1500 м она составляет 300–500 м, а выше 1500 м — более 500 м. В пределах ледникового пояса, на высотах 1900–2200 м, на глубине 10 м температура мёрзлых пород составляет от $-8,3$ до $-9,5^{\circ}\text{C}$ [16]. Присутствие мерзлоты обуславливает развитие криогенных процессов на всех гипсометрических уровнях и в пределах всех элементов современного рельефа. Они проявляются в виде морозного дробления, пучения, полигонообразования, криодесерпции, курумов и каменных глетчеров. Отметим, что каменные глетчеры среди них наименее изучены.

Методы исследований

Выполненные исследования методически основываются на ранее проведённых работах, посвящённых картографированию каменных глетчеров отдельных горных районов северо-востока Азии [2, 4, 12], и отдельно проработанных нами для изучения каменных глетчеров хр. Сунтар-Хаята [13]. Как и ранее, для картографирования каменных глетчеров мы использовали космические снимки высокого разрешения GeoEye-1 и WorldView-2 [2, 13]. Отобранные снимки были загружены в единый растровый слой для всей площади исследуемого района в программном обеспечении ArcMap 10.1. Для дешифрирования и картографирования остальных объектов использованы космические снимки Sentinel-2 с разрешением 30 м, полученные в летний период. Снимки выбирались таким образом, чтобы на них было как можно меньше облачности — не более 10%. Процесс дешифрирования и картографирования предусматривал работу с мониторованными космическими снимками. При дешифрировании обнаруженные каменные глетчеры отмечались геопривязанными условными значками в векторном слое. Простые каменные глетчеры, имеющие одну лопасть (для карового и присклонового типов), фиксировали одним условным значком. Для полилопастных образований каждая хорошо выраженная лопасть отмечалась отдельным условным значком [2].

Для оценки абсолютных высот каменных глетчеров использована цифровая модель рельефа Aster Gdem v2 с точностью 12–30 м. Определение высоты каждого каменного глетчера вы-

полнено путём автоматического присвоения отмеченным условным значком значения высотного раstra в виде дополнительного атрибута — абсолютной высоты. Затем полученная выборка обрабатывалась в программе Microsoft Excel с помощью встроенной функции построения частотных распределений [13]. При картографировании каменных глетчеров мы использовали классификацию, разработанную Д. Баршем [5], а также некоторые таксономические наименования, детально обсуждённые ранее [2, 13, 17]. Всего выделено два типа каменных глетчеров по отношению к вмещающему рельефу (присклоновый, каровый) и три типа по степени динамической активности (активный, неактивный и отмерший).

Присклоновые каменные глетчеры формируются в результате промерзания осыпных конусов или путём захоронения коллювиальными конусами мёрзлых боковых морен в бортах плейстоценовых трогов. В дальнейшем эти конусы служат для каменных глетчеров источником питания. Среди присклоновых каменных глетчеров встречаются образования, состоящие из множества слившихся лопастей, которые именуют полилопастными. Каждая крупная лопасть каменных глетчеров, как правило, питается за счёт одного или двух осыпных конусов. *Каровые каменные глетчеры* формируются при медленной деградации ледников и эпигенетическом промерзании абляционной морены. При этом сохраняются некоторые элементы ледниковой морфоскульптуры: краевой канал стока, небольшие фирновые бассейны и присклоновые трещины. В таких каменных глетчерах наследуется лёд метаморфического происхождения. Данные типы каменных глетчеров располагаются в плейстоценовых карах [2, 13, 17].

Активные каменные глетчеры имеют высокий и крутой фронтальный уступ, который хорошо различается на аэрокосмических снимках по серповидным теням. Поверхность каменных глетчеров сложена крупными обломками. На движущихся участках она резко отличается более тёмным фототонотом от крутого фронтального откоса, который имеет светлый фототон. Кроме того, активные каменные глетчеры на поверхности имеют серповидные гряды и западины, которые образуются в результате деформаций при его движении. *Неактивные каменные глетчеры* — переходные от активных форм к от-

мершим. Они выделяются закреплением фронтального уступа и поверхности растительностью в виде мхов, луговых трав и редких кустарников. Вместе с тем на поверхности глетчеров начинают активно протекать криогенные процессы в виде морозобойного растрескивания и термокарстовых просадок, которые образуются в результате деградации льда внутри них. *Отмершие каменные глетчеры* при дешифрировании выделяются по поверхности, на которой формируется бугристо-ямчатый инверсионный микрорельеф. Он образуется после вытаявания грунтовых льдов, когда они теряют до 70% толщины. После потери значительной части мощности фронтальный уступ выполаживается, поверхность начинает покрываться куртинным почвенно-растительным покровом и появляются единичные кустарники и деревья [2, 13, 17].

Натурные исследования для проверки результатов картографирования проводились в летний период в долине р. Кюрэтэр. Она расположена в восточном склоне хр. Улахан-Чистай, истоки её берут начало с ледников № 18 и 19 [15]. В период полевых работ мы исследовали морфометрические и геоморфологические характеристики неактивного каменного глетчера № UC-1.

Результаты исследований

На территории хр. Улахан-Чистай (рис. 2) установлено 1812 каменных глетчеров разных типов. По отношению к вмещающему рельефу 111 каменных глетчеров относятся к каровому типу и 1701 — к присклоновому. В группе каровых каменных глетчеров большинство глетчеров активные (76 образований); некоторые состоят из нескольких разновозрастных, наложенных друг на друга генераций. В группе присклоновых глетчеров установлено 948 активных, 545 — неактивных и 208 — отмерших. Среди исследованных горных районов северо-востока Азии суммарная плотность каменных глетчеров здесь — наибольшая [2, 10, 13]. Она была рассчитана по отношению к общей площади района дешифрирования, которая составляла около 6482 км² [2]. Для всех типов каменных глетчеров суммарная плотность — около 27,9 объекта/100 км², из них встречаемость присклоновых наиболее высокая — 26,2 объекта/100 км².

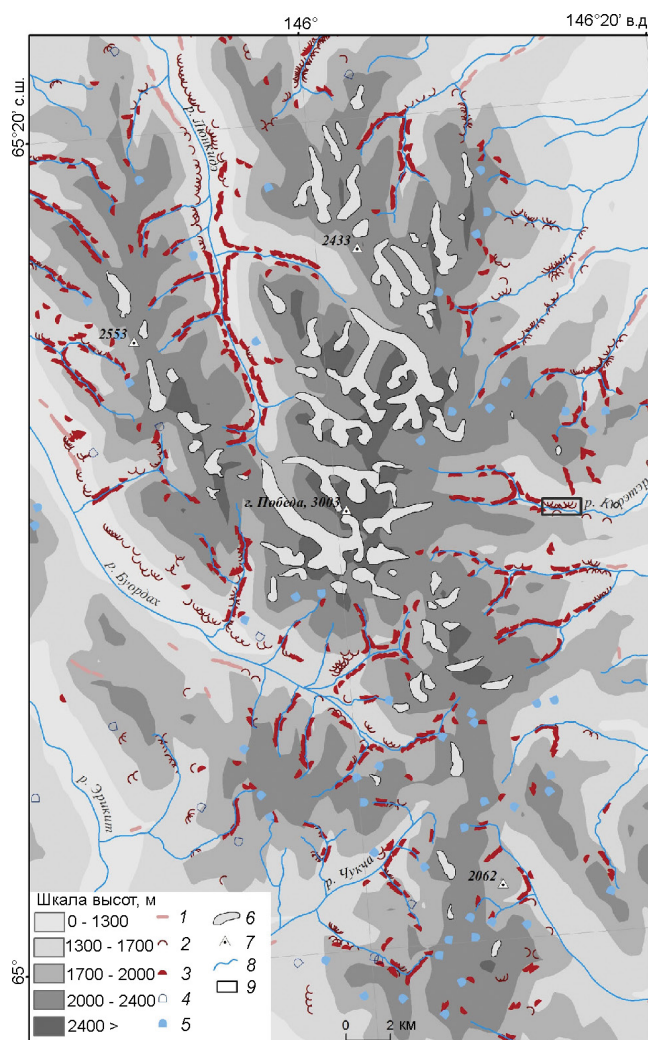


Рис. 2. Каменные глетчеры хребта Улахан-Чистай: 1–5 – морфогенетические типы каменных глетчеров: 1 – отмершие присклоновые; 2 – неактивные присклоновые; 3 – активные присклоновые; 4 – неактивные каровые (включая комплексные); 5 – активные каровые (включая комплексные); 6 – современные ледники; 7 – тригонометрический пункт; 8 – реки; 9 – полилопастной присклоновый каменный глетчер № UC-1

Fig. 2. Rock glaciers in the Ulakhan-Chistay Range: 1–5 – morphogenetic types of rock glaciers: 1 – relict footslope; 2 – inactive footslope; 3 – active footslope; 4 – inactive tongue-shaped (including complex forms); 5 – tongue-shaped (including complex forms); 6 – modern glaciers; 7 – trigonometrical stations; 8 – rivers; 9 – inactive footslope multi-lobe rock glacier № UC-1

Выделенные типы каменных глетчеров расположены на абсолютных высотах 550–2450 м (рис. 3, б), причём максимальное их число наблюдается в интервале 1500–1900 м. Такие высоты характерны для верховий троговых долин. Наиболее высоко расположены генерации актив-

ных форм каровых каменных глетчеров (2000 м), которые приурочены к нижней границе снеговой линии [18]. Неактивные каровые образования находятся на высоте 1800 м. Средняя абсолютная высота активных присклоновых каменных глетчеров – 1726 м, неактивных – 1496 м, отмерших – 1262 м. Анализ частотных распределений экспозиции вмещающего рельефа (см. рис. 3, а) показывает, что большая часть каменных глетчеров расположена в карах и на склонах северной и северо-восточной экспозиций. Это связано с микроклиматическими особенностями, так как склоны и кары таких экспозиций остаются более затенёнными большую часть суток. Склоны других экспозиций содержат существенно меньше таких образований. Подобное распределение весьма характерно для каменных глетчеров северо-востока Азии [4].

Натурные наблюдения за каменными глетчерами проводились в бассейне верхнего течения р. Кюрэтэр. Река берёт начало из двух долинных ледников (рис. 4), краевая часть которых расположена на высотах 2342 и 2442 м. Первые каменные глетчеры в долине этой реки появляются на высоте 1200 м. Они отнесены к присклоновым неактивным типам. Основная часть этих образований находится на склонах юго-восточной экспозиции. Активные формы каменных глетчеров появляются с высоты 1500 м и более. В основном они располагаются на склонах северной и северо-восточной экспозиций. Мы детально изучили один из неактивных присклоновых полилопастных каменных глетчеров – № UC-1.

Полилопастной присклоновый каменный глетчер № UC-1 расположен в среднем течении р. Кюрэтэр, в 9 км от горы Победа (3003 м) и представляет собой неактивную генерацию. Он находится в левом борту северо-восточной экспозиции в интервале высот 1270–1310 м. Состоит из двух слившихся лопастей. Длина первой лопасти – 340 м, второй – 270 м. Каждая лопасть питается из одной или двух осыпных конусов. Ширина каменного глетчера достигает 610 м, максимальная толщина составляет 50 м. Толщина каменного глетчера определена с помощью мерной рулетки путём измерения расстояния от нижней точки фронтального уступа до бровки. Крутизна фронтального откоса – 40–45°. Бровка и подошва фронтального откоса – извилистые, что связано с разной степенью активности и неодинаковыми скоро-

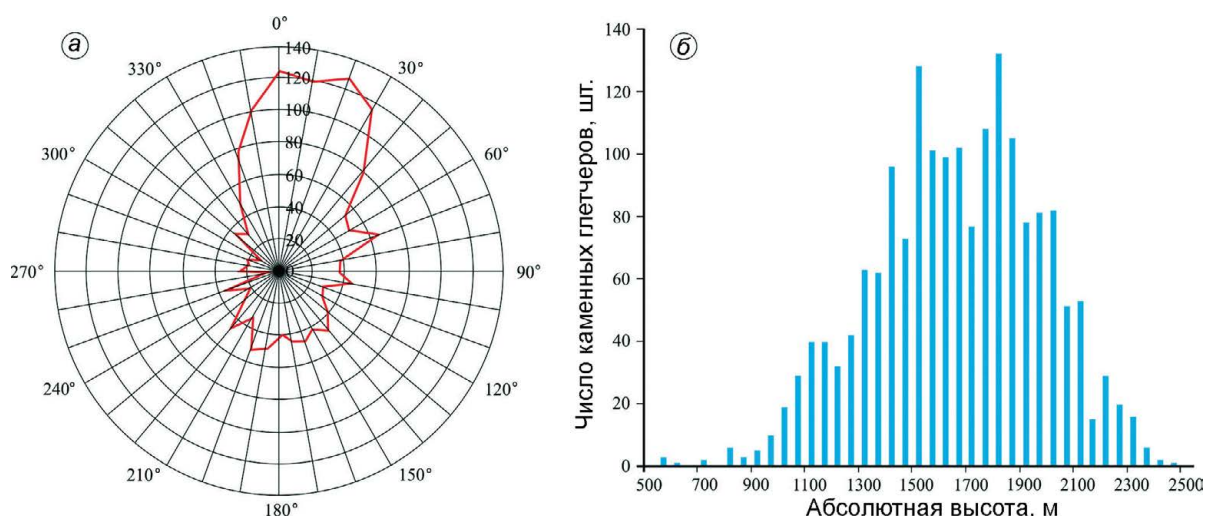


Рис. 3. Экспозиция склонов (а) и частотное распределение абсолютных высот нижних точек фронтального уступа каменных глетчеров (б) хребта Улахан-Чистай

Fig. 3. Aspect of slope (a) and frequency distribution of altitudes on the foot of front slope of rock glaciers (б) in the Ulakhan-Chistay Range

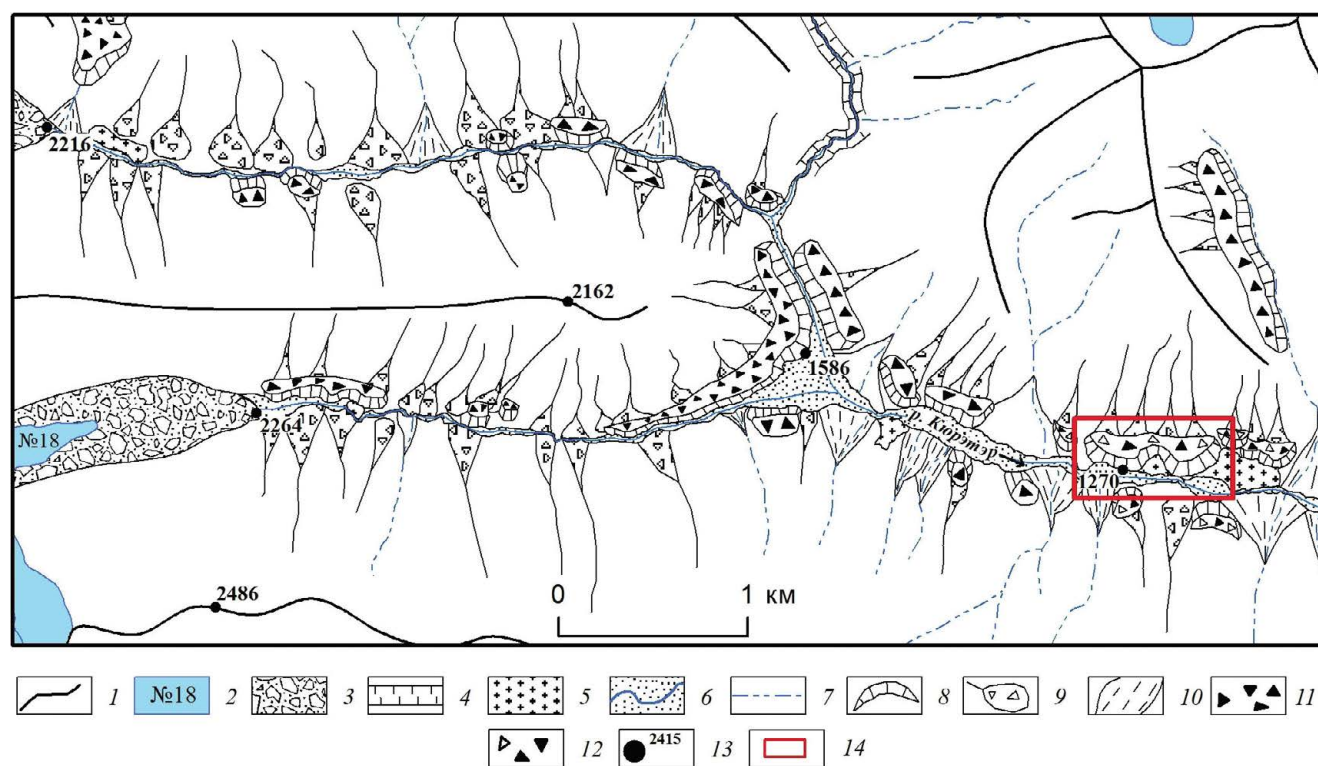


Рис. 4. Гляциально-криогенный комплексы долины р. Кюрэтэр:

1 – гребни водоразделов; 2 – ледники и их номера по Каталогу ледников СССР [14]; 3 – позднеголоценовые морены; 4 – эрозионные обрывы; 5 – площадные ригели; 6 – пойма и русло современных водотоков; 7 – временные водотоки; 8 – крутые уступы каменных глетчеров; 9 – лавинно-осыпные конусы выноса; 10 – пролювиальные конусы выноса; 11 – поверхность активных каменных глетчеров; 12 – поверхность неактивных каменных глетчеров; 13 – отметки высот, м; 14 – каменный глетчер № UC-1

Fig. 4. Glacial-periglacial complexes in the Kureter river valley:

1 – ridge crests; 2 – glaciers as numbered in the USSR Glacier Inventory [14]; 3 – Late Holocene moraines; 4 – erosion cliffs; 5 – riegels; 6 – floodplain and channel of modern streams; 7 – temporary streams; 8 – steep fronts of rock glaciers; 9 – avalanche talus cones; 10 – proluvial cones; 11 – surface of active rock glaciers; 12 – surface of inactive rock glaciers; 13 – altitudes, m; 14 – rock glaciers № UC-1

стями движения отдельных лопастей этого глетчера [2]. Данный глетчер сложен угловатым щебнем и крупными глыбами липаритовых порфиров, лавобрекчий, туффитов, песчаников, алевролитов, глинистых сланцев, диабазов и гравелитов, а также поздне- и раннемеловыми субвулканическими образованиями, представленными липаритовыми парфирами, гранитами и гранит-порфирами [14]. Поверхность слабо наклонена в сторону тальвега р. Кюрэтэр. Он имеет бугристо-ямчатый микрорельеф, а в некоторых местах поверхность каменного глетчера разбита трещинами, в которые погружены глыбы и щебень. На поверхности каменного глетчера имеется термокарстовое понижение, днище которого сложено тонкодисперсными (глинистыми) отложениями. В этих понижениях образуются небольшие временные водоёмы, которые появляются в период обильных летних осадков и весеннего снеготаяния. На пологих участках поверхность каменного глетчера слабо задернована, толщина почвенного покрова не превышает 7 см. Задернованные участки покрыты мхом, имеются немногочисленные участки с осоковой растительностью и единичные кусты кедрового стланика (рис. 5).

Выводы

В хр. Улахан-Чистай установлено более 1800 каменных глетчеров, плотность распределения которых на участке картографирования составляет 27,9 объекта/100 км². Данный показатель — самый высокий для изученных районов северо-востока Азии. Большая часть этих образований относится к присклоновым типам каменных глетчеров. На исследованной территории каменные глетчеры встречаются в интервале высот от 550 до 2450 м. Вместе с тем основная часть активных образований приурочена к высотам 1500–1900 м. Средние значения абсолютных высот каменных глетчеров разных типов существенно различаются. Наиболее высоко расположены генерации активных каровых каменных глетчеров (2000 м), которые приурочены к нижней границе снеговой линии [18]. Неактивные каровые образования находятся на высоте 1800 м. Средняя высота расположения активных присклоновых каменных глетчеров — 1726 м, неактивных — 1496 м, отмерших — 1262 м.

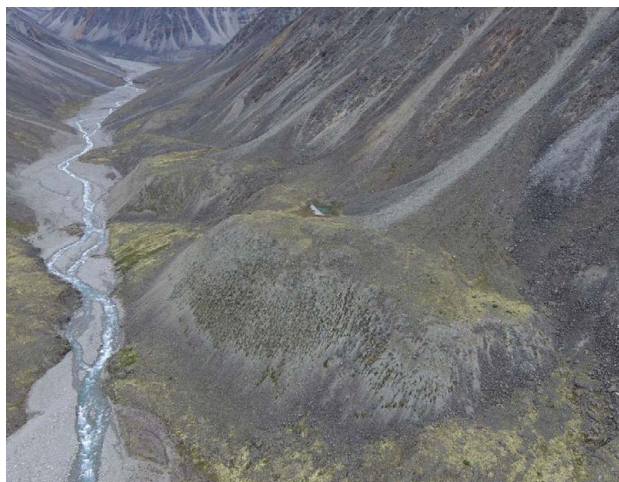


Рис. 5. Верховья долины р. Кюрэтэр.

На переднем плане — неактивный полилопастной каменный глетчер № UC-1

Fig. 5. Upper Kureter River valley.

Inactive multi-lobe rock glacier UC-1 in the forefront

Изучение морфометрических и геоморфологических особенностей каменных глетчеров бассейна р. Кюрэтэр в полевых условиях позволило установить, что каменные глетчеры присклонового типа на ключевом участке достигают мощности 50 м и могут состоять из нескольких слившихся лопастей. Активные каменные глетчеры отличаются высоким и крутым фронтальным уступом, хорошо заметным на аэрокосмических снимках по серповидным теням. Признак неактивных каменных глетчеров — стабилизация фронтального откоса сначала лишайниками, а затем куртинами растений, которые хорошо выделяются на космических снимках зелёным фототонном. На поверхности неактивных глетчеров наблюдаются псевдополигональные трещинные структуры, термокарстовые депрессии, образование которых связано с гидротермическим оттаиванием мёрзлых ядер и блоков льда [2]. Отмершие каменные глетчеры отличаются отсутствием крутого фронтального уступа, а на их поверхности формируется бугристо-ямчатый инверсионный микрорельеф.

Благодарности. Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-35-00402 мол_а.

Acknowledgments. This study was funded by RFBR according to the research project № 18-35-00402 мол_а.

Литература

References

1. Ананичева М.Д., Капустин Г.А., Корейша М.М. Изменение ледников гор Сунтар-Хаята и хр. Черского по данным каталога ледников СССР и космическим снимкам 2001–2003 гг. // МГИ. 2006. № 101. С. 163–168.
2. Галанин А.А. Каменные глетчеры Северо-Востока России: строение, генезис, возраст, географический анализ: Автореф. дис. на соиск. уч. степ. д-ра геогр. наук. Владивосток: ТИГ ДВО РАН, 2009. 43 с.
3. Заморуев В.В., Малаховский В.Д. Геоморфологическое наблюдения в Буордахском массиве // Изв. ВГО. 1975. Т. 107. Вып. 5. С. 450–455.
4. Галанин А.А. Каменные глетчеры северо-востока Азии: картографирование и географический анализ // Криосфера Земли. 2009. Т. XIII. № 4. С. 49–61.
5. Barsch D. Rockglaciers: Indicators for the Present and Former Geocology in High Mountain Environments. Berlin: Springer-Verlag, 1996. 331 p.
6. Горбунов А.П., Титков С.Н. Каменные глетчеры гор Средней Азии. Якутск: изд. Ин-та мерзлотоведения СО АН СССР, 1989. 164 с.
7. Галанин А.А., Глушкова О.Ю. Каменные глетчеры Северо-Востока России // МГИ. 2005. Т. 98. С. 30–43.
8. Горбунов А.П. Каменные глетчеры мира: общее обозрение // Криосфера Земли. 2008. Т. XII. № 2. С. 65–74.
9. Горбунов А.П., Горбунова И.А. География каменных глетчеров и их аналогов в Евразии. Алматы: Институт географии, 2013. 178 с.
10. Горбунов А.П. Каменные глетчеры Азиатской России // Криосфера Земли. 2006. Т. X. № 1. С. 22–28.
11. Горбунов А.П., Горбунова И.А. География каменных глетчеров мира. М.: Т-во научных изданий КМК, 2010. 131 с.
12. Галанин А.А. Каменные глетчеры южной части Чукотского полуострова // Геоморфология. 2017. № 1. С. 66–79.
13. Лыткин В.М., Галанин А.А. Каменные глетчеры хребта Сунтар-Хаята // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 4. С. 511–524.
14. Геология СССР. Т. XXX. Северо-Восток СССР. Геологическое описание. Книга 2. М.: Недра, 1970. 536 с.
15. Каталог ледников СССР. Т. 17. Вып. 7. Ч. 2, 4. Т. 19. Ч. 4. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 88 с.
16. Некрасов И.А. Криолитозона Северо-Востока и Юга Сибири и закономерности её развития. Якутск: Книж. изд-во, 1976. 248 с.
17. Галанин А.А. Каменные глетчеры: вопросы терминологии и классификации. Вестн. Сев.-Вост. науч. центра ДВО РАН. 2010. № 4. С. 2–11.
18. Ананичева М.Д. Оценка площадей, объёмов и высоты границы питания ледниковых систем Северо-Востока России по космическим снимкам начала XXI в. // Лёд и Снег. 2014. № 1 (125). С. 35–47.
1. Ananicheva M.D., Kapustin G.A., Koreicha M.M. Changing the glaciers in the Suntar-Hayata and Chersky mountain systems is to assessed by Landsat imagery (2001 and 2003) and the USSR Glacier Inventory (published in 1970s). *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2006, 101: 163–168. [In Russian].
2. Galanin A.A. *Kamennyye gletchery Severo-Vostoka Rossii: stroeniye, genezis, vozrast, geograficheskiy analiz*. Rock glaciers of the north-east of Russia: structure, genesis, age, geographic analysis. PhD Thesis. Vladivostok: TIG FEB RAS, 2009: 43 p. [In Russian].
3. Zamoryev V.V., Malakhovskiy V.D. Geomorphological observations in the Buordakhsky massif. *Izvestiya VGO*. Proc. of the Soviet Geogr. Society. 1975, 107 (5): 450–455. [In Russian].
4. Galanin A.A. Rock glaciers of north-eastern Asia: mapping and geographical analysis. *Kriosfera Zemli*. Earth Cryosphere. 2009, XIII (4): 49–61. [In Russian].
5. Barsch D. Rockglaciers: Indicators for the Present and Former Geocology in High Mountain Environments. Berlin: Springer-Verlag, 1996: 331 p.
6. Gorbunov A.P., Titkov S.N. *Kamennyye gletchery gor Sredney Azii*. Rock glaciers in the Central Asia mountains. Yakutsk: Permafrost Institute, Siberian Branch of the USSR Academy of Sciences, 1989: 164 p. [In Russian].
7. Galanin A.A., Glushkova O.Yu. Rock glaciers of north-eastern Russia. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2005, 98: 30–43. [In Russian].
8. Gorbunov A.P. The rock glaciers of the world: review (Report 1). *Kriosfera Zemli*. Earth Cryosphere. 2008, XII (2): 65–74. [In Russian].
9. Gorbunov A.P., Gorbunov I.A. *Geografiya kamennykh gletchEROV i ikh analogov v Yevrazii*. Geography of rock glaciers and their analogues in Eurasia. Almaty: Institute of Geography, 2013: 178 p. [In Russian].
10. Gorbunov A.P. Rock glaciers of the Asian Russia. *Kriosfera Zemli*. Earth Cryosphere. 2006, X (1): 22–28. [In Russian].
11. Gorbunov A.P., Gorbunov I.A. *Geografiya kamennykh gletchEROV*. Geography of rock glaciers of the world. Moscow: A partnership of scientific editions KMK, 2010: 131 p. [In Russian].
12. Galanin A.A. Rock glaciers in the southern Chukchi Peninsula. *Geomorfologiya*. Geomorphology. 2017, 1: 66–79. [In Russian].
13. Lytkin V.M., Galanin A.A. Rock glaciers in the Suntar-Hayata Range. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2016, 56 (4): 511–524. [In Russian].
14. *Geologiya SSSR. Tom XXX. Severo-Vostok SSSR. Geologicheskoye opisaniye. Kniga 2*. Geology of the USSR. V. XXX. Northeast of the USSR. Geological description. Book 2. Moscow: Nedra, 1970: 536 p.
15. *Katalog lednikov SSSR*. USSR Glacier Inventory. V. 17. Is. 7. Pt. 2, 4. V. 17. Pt. 4. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1981: 88 p. [In Russian].
16. Nekrasov I.A. *Kriolitozona Severo-Vostoka i Yuga Sibiri i zakonovernosti eyo razvitiya*. Permafrost of the North-South and East Siberia and the laws of its development. Yakutsk: Book publishing, 1976: 248 p. [In Russian].
17. Galanin A.A. Rock glaciers: issues of terminology and classification. *Vestnik Severo-Vostochnogo Nauchnogo Tsentra DVO RAN*. Bulletin of the North-East Scientific Center, Russia Academy of Sciences, Far East Branch. 2010, 4: 2–11. [In Russian].
18. Ananicheva M.D. Assessment of area, volume and ELA of glacial systems in Northeast Russia from satellite images in the beginning of XXI century. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2014, 1 (125): 35–47. [In Russian].

Мониторинг температуры почв на многолетнемёрзлых породах в естественных и антропогенно нарушенных условиях Тункинской котловины

© 2019 г. Н.Н. Воропай^{1,2*}, М.В. Киселев¹, А.А. Черкашина²

¹Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия;

²Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия

*voropay_nn@mail.ru

Monitoring of soil temperature on permafrost in natural and anthropogenic disturbed conditions in the Tunkinskaya Depression

N.N. Voropay^{1,2*}, M.V. Kiselev¹, A.A. Cherkashina²

¹Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Tomsk, Russia;

²Sochava Institute of Geography, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia;

*voropay_nn@mail.ru

Received January 9, 2019 / Revised April 3, 2019 / Accepted June 13, 2019

Keywords: *anthropogenic influence, coarse-humic cryogenic soils, microclimate monitoring, permafrost soil temperature, the Baikal region, the Tunkinskaya depression.*

Summary

The territory of the study is the Tunkinsky intermountain basin (South-Western Baikal region, Republic of Buryatia) which belongs to the area of sporadic (island) distribution of permafrost. Soil temperature controls many biotic and abiotic processes in it, so it is important to monitor the freezing and thawing regimes in peat and mineral soils. The object of the study is coarse-humic cryogenic soils on sandy lacustrine-alluvial sediments. The first site was represented by natural coarse-humic cryogenic soils under spruce forest, while the second site was organized on the area where in 1960s the forest had been destroyed and the soils were ploughed. At the end of XX century, the arable lands were abandoned, and now they are covered with steppe grasses (the long fallow). Both sites are located on the permafrost. The atmospheric-soil measuring complex was used to study the state of both the perennial and seasonal permafrost at these two sites. The soil temperatures were measured in automatic mode with a time interval of 1 hour from July 1, 2013 to June 30, 2017 along the soil profile from the surface down to a depth of 320 cm. Anthropogenic interference on one of the sites resulted in changes in vegetation cover, the soil moisture as well as the morphological structure and granulometric composition of the upper part of the soil layer. This caused changes in the temperature regime of the permafrost and its degradation with lowering of its upper limit. The soil on the long fallow is better warmed up and cools down faster than it takes place under the spruce forest. As a result of this, the maximum annual temperature on the surface here is higher by 10 °C, while at a depth of 320 cm – by 5 °C, and the minimum annual temperature on the surface is lower by 7 °C, while at a depth of 320 cm – by 1 °C. On the anthropogenically disturbed area, the warm period (at the soil temperature above 0 °C) on the surface is, on the average, by 22 days longer than on the natural lot. These differences are observed at all depths. As a result, the perennial permafrost is retained under the spruce forest below 130 cm throughout the year (soil temperature $-0.2 \div -0.9$ °C), while on the fallow the zero isotherm during seasonal thawing falls much deeper 320 cm, and the soil in the layer of 240–320 cm warms up to 2–5 °C.

Citation: Voropay N.N., Kiselev M.V., Cherkashina A.A. Monitoring of soil temperature on permafrost in natural and anthropogenic disturbed conditions in the Tunkinskaya Depression. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2019. 59 (4): 517–528. [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-4-421>.

Поступила 9 января 2019 г. / После доработки 3 апреля 2019 г. / Принята к печати 13 июня 2019 г.

Ключевые слова: *антропогенное воздействие, грубогумусовые криозёмы, микроклиматический мониторинг, многолетняя мерзлота, Прибайкалье, температура почвы, Тункинская котловина.*

По данным автоматического мониторинга с 1 июля 2013 г. по 30 июня 2017 г. на территории Тункинской котловины изучена внутригодовая динамика температуры грубогумусовых криозёмов, оценены последствия сведения леса и агрогенной трансформации гумусового горизонта на режим промерзания и протаивания почв, приведшие к деградации многолетнемёрзлого слоя.

Введение

Климат почвы принято понимать как многолетний режим температуры и влажности почвы и его географическое распределение, зависящее от

комплекса природных факторов и деятельности человека. К природным условиям формирования и развития почвенного климата относят: атмосферный климат, высоту над уровнем моря, рельеф и экспозицию склонов, геологическое стро-

ение, растительный, снежный и другие покровы, уровень грунтовых вод, близость рек и водоёмов и др. К антропогенным — вырубку леса, распашку, сооружение оросительных или дренажных систем, прокладку дорог, трубопроводов и прочих объектов инфраструктуры и др. [1]. Один из важнейших научных вопросов XX—XXI в. — глобальное потепление [2–4], которое изменяет температурный режим почв, вызывает деградацию многолетнемёрзлых толщ [5–7], смену растительных ассоциаций и почв и, как следствие, изменение ландшафтного облика в целом.

Для достоверных прогнозов и разработки различных сценариев глобального потепления и его экологических последствий необходим мониторинг теплофизического состояния почв на территориях распространения многолетнемёрзлых пород. Особенно актуальны исследования температурного режима почв в зоне островного распространения многолетнемёрзлых пород в связи с высокой чувствительностью формирующихся здесь ландшафтов [8]. Значительные изменения теплофизического состояния почв, в том числе и на многолетнемёрзлых породах, связаны также с антропогенными факторами: вырубкой леса, пожарами, распашкой почв, выпасом скота и другими видами воздействия, которые влияют на биологический, пищевой и водно-воздушный режимы почв.

Формирование температурных полей в почве определяется её теплофизическим состоянием: теплоёмкостью, тепло- и температуропроводностью, которые зависят от целого ряда почвенно-физических факторов: влажности, гранулометрического состава, плотности, порозности, содержания органического вещества, которые обуславливают пространственную неоднородность почв по теплофизическим параметрам. Изучение теплофизического состояния почв во взаимосвязи с их почвенными свойствами необходимо не только для познания генезиса почв, но и для составления прогнозных оценок изменений гидротермических режимов, в том числе деградации многолетней мерзлоты под влиянием антропогенных воздействий. Современные темпы и масштабы изменения климата формируют новые условия существования природной среды [9]. Для их контроля необходима развитая сеть станций климатического мониторинга, покрывающая значительные территории с высоким пространственным разрешением. Наблюдения за температурным режимом почв организованы на

метеорологических станциях, которых в России более 1500, но их плотность уменьшается с запада на восток. Измерения на них начались более ста лет назад [3], однако массовые наблюдения проводятся только с 1930–50-х годов [10].

Цель настоящей работы — оценка внутригодовой динамики температуры почв в зоне островного распространения многолетнемёрзлых пород в естественных и антропогенно нарушенных условиях. Характеристики температурного режима почв представляют собой индикатор наличия/отсутствия многолетней или сезонной мерзлоты и помогают изучать её состояние. Изменение состояния многолетнемёрзлых почв после антропогенного вмешательства оценивается путём сравнения температурного режима на естественном и антропогенно нарушенном участках.

Характеристика территории исследования

Тункинская межгорная котловина находится на стыке хребтов Тункинские гольцы и Хамар-Дабан (юго-западная часть Байкальской рифтовой зоны в Южно-Сибирской физико-географической области). Территория относится к зоне островного распространения многолетнемёрзлых толщ, характеризуется резко континентальным климатом, а также разнообразием форм рельефа, почвообразующих пород и ландшафтных условий (от степных до горно-таёжных и гольцовых в диапазоне высот 700–3500 м над ур. моря). Средняя годовая температура воздуха по данным метеорологической станции (ГМС) Тунка составляет 0,6 °С. Самый холодный месяц — январь (абсолютный минимум равен –40,1 °С), самые тёплые — июль и август (абсолютный максимум 32,6 °С). Период с отрицательными средними месячными температурами воздуха продолжается с октября по апрель. Переход от тёплого сезона к холодному и обратно довольно резкий. Устойчивые морозы наступают в конце октября [11, 12]. Многолетние изменения климата котловин юго-западного Прибайкалья синхронны глобальным изменениям. За период инструментальных измерений наблюдается статистически значимое повышение температуры воздуха. Средняя годовая температура воздуха на ГМС Тунка с 1976 по 2015 г. увеличилась (0,34 °С/10 лет) за счёт роста температуры в зимние месяцы, в период образо-

вания и развития максимальной мощности Сибирского антициклона [12].

Годовые значения радиационного баланса составляют около 1500 МДж/м^2 , максимум и минимум приходятся на июль и январь соответственно [13]. Режим коротковолновой радиации Байкальского региона в последние 40–50 лет характеризуется понижением прямой и суммарной радиации и увеличением рассеянной (тенденции изменения составляют соответственно -140 , -100 , $+30 \text{ МДж/м}^2$ за 10 лет) [13, 14]. Атмосферные осадки по территории котловины распределяются неравномерно как по сезонам, так и по площади, подчиняясь вертикальной зональности и местной орографии. Годовая сумма осадков на склонах Тункинского хребта – $450\text{--}700 \text{ мм}$ [15], внутри котловины – до 300 мм . Значительные различия сумм осадков приходятся на тёплый период года, когда выпадает их основная масса (72%); минимальное количество характерно для зимнего периода [14]. В высокогорной части Тункинского хребта в конце августа – начале сентября устанавливается снежный покров, который сохраняется до конца мая – середины июня. В центре котловины продолжительность залегания снежного покрова значительно меньше (146 дней). Запасы снежного покрова становятся больше с увеличением абсолютной высоты в горах. Малоснежностью отличаются впадины по долине р. Иркут, где высота снежного покрова не превышает 30 см . На наветренных склонах и в каровых котловинах она достигает $2\text{--}3 \text{ м}$. [16]. Изменения в рядах сумм атмосферных осадков за период инструментальных наблюдений статистически не значимы [14, 15].

По многолетним данным ГМС Тунка (1961–2017 гг.) годовой ход температуры почвы до глубины 120 см характеризуется резким минимумом в конце января – начале февраля и максимумом в начале сентября. Промерзание почвы начинается в конце октября и продолжается до апреля, далее в течение двух–четырёх месяцев почва оттаивает [17]. Анализ долговременных изменений температуры почвы указывает на тенденцию к потеплению, что выражается в повышении средних годовых температур на всех глубинах ($0,39\text{--}0,51 \text{ }^\circ\text{C}/10 \text{ лет}$). При этом максимальная глубина промерзания (глубина проникновения нулевой изотермы) характерна для февраля–марта. За период наблюдений на ГМС расчётная глубина изменилась с 350 до 300 см [18]. Отметим, однако, что на

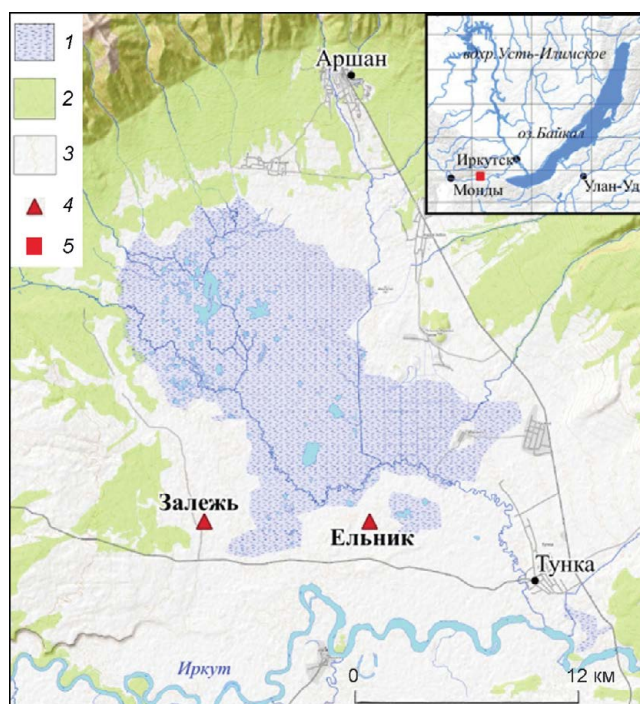


Рис. 1. Карта-схема расположения площадок исследования:

1 – озёрно-болотный комплекс; 2 – лес; 3 – пашни, луга; 4 – площадки наблюдения; 5 – район работ (на врезке)

Fig. 1. Map of the location of the study sites:

1 – wetland; 2 – forest; 3 – cropland, grassland; 4 – observation sites; 5 – study area (on the sidebar)

территории Тункинских впадин широко распространена островная многолетняя мерзлота [19–21].

С 2007 г. на базе Тункинского котловинного стационара Института географии им. В.Б. Соचाва СО РАН проводятся комплексные географические исследования, одна из составляющих которых – мониторинг температуры почвогрунтов в естественных и антропогенно нарушенных условиях. Объект данного исследования – грубогумусовые криозёмы на песчаных озёрно-аллювиальных отложениях. Для анализа выбрано два модельных участка, находящихся на расстоянии около 9 км друг от друга (рис. 1). *Первый участок* представлен *20-летней залежью* на агрозёме светлом окисленно-глеевом (до распада – криозём глееватый грубогумусовый), *второй участок* – *еловым лесом* на криозёме глееватом грубогумусовом (рис. 2). Дополнительным изолирующим слоем на втором участке служит хвойная подстилка толщиной 5 см . На залежи хвойная подстилка отсутствует, а поверхность почвы покрыта пыреем ползучим. Соглас-

Таблица 1. Характеристика исследуемых участков

Площадка	Абсолютная высота и координаты	Антропогенная трансформация геосистем	Растительность	Тип почвы
Залежь	729,4 м 51°45,5' с.ш. 102°21,6' в.д.	Глубокие изменения, которые затронули несколько компонентов геосистем, что не позволяет вернуться в первоначальное состояние	Сообщество пырея ползучего на залежи	Агрозём светлый окисленно-глеевый реградируемый
Ельник	726,3 м 51°45,6' с.ш. 102°26,9' в.д.	Незначительные нарушения в структуре выделов, главным образом в растительном покрове; высокий потенциал самовосстановления	Еловый лес мёртвопокровный	Криозём глееватый грубогумусовый

**Рис. 2.** Площадки наблюдения (фотография площадки и почвенный разрез):*a* – залежь; *б* – еловый лес (ельник)**Fig. 2.** Research sites (photograph of the site and soil section):*a* – abandoned cropland; *б* – spruce forest (spruce)

но картографическим данным, в конце XIX в. оба эти участка находились под лесом. С начала XX в. первый участок стали использовать под пашню (табл. 1). Кризис агропроизводственного комплекса в конце XX в. привёл к тому, что

большая часть пахотных угодий на территории Тункинской котловины была заброшена и в данный момент они находятся на различных постагрогенных стадиях восстановления почвенно-растительного покрова [22, 23].

Методы исследования

Внутригодовая динамика температуры, режима промерзания и протаивания криозёмов грубогумусовых под еловым лесом и на залежи изучалась на основе данных измерения за 2013–2017 гг., полученных при помощи атмосферно-почвенных измерительных комплексов (АПИК) [24]. Датчики температуры АПИК (DS18B20) располагают на поверхности почвы и на следующих глубинах: 2, 5, 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 45, 50, 55, 60, 80, 120, 160, 240 и 320 см. Датчик влажности почвы (TRIME-PICO32) устанавливается на глубине 15 см. Погрешность измерения температуры составляет $\pm 0,1$ °C, влажности почвы $\pm 2\%$; периодичность измерений – 1 час. Для мониторинга используется «антивандальный» логгер, который размещается там, где невозможно применять демаскирующие конструкции: антенны, солнечные батареи и дополнительные датчики. В результате этих ограничений получается контроллер, имеющий: ультрамалое энергопотребление (питание от батарей); большую внутреннюю энергонезависимую память измерений; интерфейс USB, используется специальный кабель с герметичным разъёмом для подключения к логгеру; максимальную степень защиты оболочки прибора IP68 (вероятна работа ниже уровня грунтовых вод); возможность использования только датчиков параметров грунта (температуры, влажности, проводимости), а также уровня воды, в отдельных случаях датчиков толщины снега и температуры воздуха.

В регистраторе применяют микроконтроллер, который через цифровой интерфейс (1-Wire) опрашивает температурные датчики, датчик влажности, а также аналоговые входы и сохраняет данные в энергонезависимой памяти с привязкой ко времени измерения с помощью часов. В памяти логгера фиксируется также напряжение питания. Интерфейс USB обеспечивает связь регистратора с компьютером для конфигурирования его работы и считывания данных [25]. На ГМС Росгидромета России температуру почв измеряют с помощью стандартных метеорологических приборов: вытяжных почвенно-глубинных термометров и коленчатых термометров Савинова [26].

Для оценки корректности использования АПИК с целью мониторинга температурного режима почвогрунтов выполнено сравнение

данных стандартных метеорологических приборов с данными АПИК. Коэффициенты корреляции составили 0,9 и более для всех глубин. Наибольшие ошибки как в верхних, так и в нижних почвенных слоях характерны для холодного периода [25, 27]. На глубине 20 см наблюдаются наибольшие отклонения температуры почвы, измеренной АПИК, от стандартных измерений, в холодное время года они положительные – 1,8–2,0 °C. Уменьшаются отклонения с переходом от холодного периода к тёплому. Летом отклонения меняют знак и в среднем составляют $-0,5 \div -0,8$ °C. С увеличением глубины отклонения между температурой почвы, измеренной АПИК и стандартными вытяжными почвенно-глубинными термометрами, падают. Например, на глубине 160 см измеренная температура почвы с помощью АПИК в весенний и летний периоды выше на 1,0–1,5 °C, в осенний и зимний периоды – ниже на 0,1–0,3 °C. На глубине 320 см разность температур составляет 0,1–0,2 °C. Такие различия находятся в рамках погрешности измерений (0,2 °C) приборов. Полученные сравнительные оценки показывают, что атмосферно-почвенный измерительный комплекс пригоден для мониторинга температурного режима почвогрунтов. При этом большие погрешности, возникающие в зимний период, могут быть связаны с конструктивным различием приборов измерения температуры.

Физико-химические свойства почв и подстилающих грунтов изучены общепринятыми в почвоведении методами. Гранулометрический состав определялся методом пипетки с диспергацией пиррофосфатом натрия по Качинскому [28], определение влажности велось гравиметрическим способом [29]. Экспериментальные данные обрабатывали с использованием программ АПИК и Microsoft Excel, а графическое представление велось при помощи Grapher и Surfer.

Результаты исследования и их обсуждение

Рассчитаны средние суточные, средние месячные и годовые значения температуры почвы в профиле 0–320 см и влажности почвы на глубине 15 см. Объёмная влажность в среднем за период с температурой выше 0 °C на залежи составила 18%, в ельнике, где почвы заторфованные [30], –

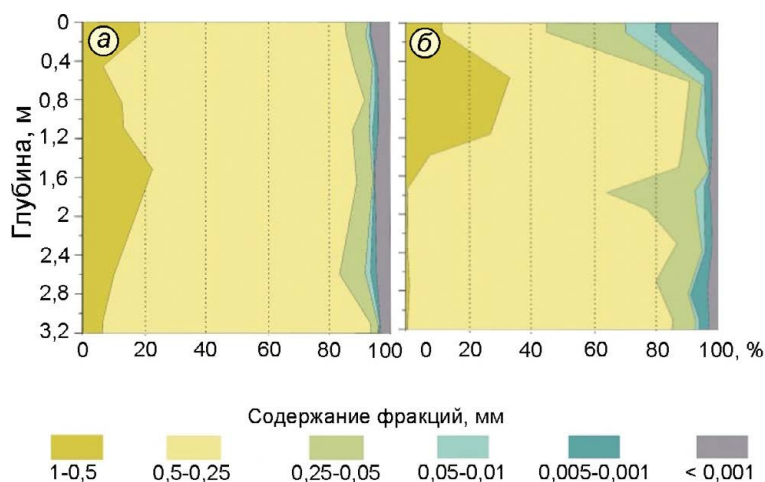


Рис. 3. Изменение гранулометрического состава с глубиной:

a – залежь; *б* – еловый лес (ельник)

Fig. 3. The change in granulometric composition with depth:

a – abandoned cropland; *b* – spruce forest (spruce)

37%. По данным измерений на ГМС Тунка максимальная толщина снега за зиму в период 1932–2017 гг. редко превышала 20–25 см [18]. Микроклиматические измерения на площадках исследования в 2013–2017 гг. предусматривали снегосъёмку в период максимального снегонакопления (март). Толщина снега на залежи в разные годы составляла от 17 до 22 см, а в еловом лесу была на 2–3 см меньше. При этом на открытом участке плотность снега больше, чем на облесённом (170–180 и 120–125 кг/м³ соответственно).

В результате распахки криозёма глееватого грубогумусового произошли гомогенизация верхней части почвенного профиля и облегчение его гранулометрического состава за счёт частичного припахивания нижележащего песчаного горизонта. Разницу в физико-химических характеристиках пахотного горизонта и бывшего естественного горизонта можно оценить, сопоставляя свойства заполнителя криогенных клиньев. Агрогенное использование привело к изменению химических (частичной минерализации органического вещества, обеднению органическим веществом и азотом) и физических (гранулометрический состав, плотность) свойств гумусового горизонта почвы, что стало причиной изменения таких характеристик, как теплопроводность и влагоёмкость. Почвы в ельнике имеют менее однородное распределение фракций гранулометрического состава по профилю: от поверхности до 130 см доля крупного песка (фракция 0,5–1,0 мм) составляет от 10 до 35%, с максимумом (30–35%) в слое 50–110 см. Нижележащая пачка отложений представлена преимущественно средним песком (фракция 0,25–0,5 мм).

На залежи содержание фракции крупного песка изменяется от 8–10 до 20% по всему профилю. При этом основная доля также приходится на средний песок (рис. 3). Таким образом, на залежи отмечается более однородное распределение фракций гранулометрического состава по профилю. В результате почвенно-грунтовая толща при прочих одинаковых условиях может прогреваться более равномерно и на большую глубину, что за время антропогенного использования участка привело к деградации многолетней мерзлоты и опусканию её верхней границы.

Распределение температуры почвы по профилю на изучаемых участках существенно отличается (табл. 2). Для залежи можно выделить два чётко выраженных периода: холодный, когда температура почвы по всему профилю ниже 0 °С, и тёплый, когда температура почвы выше 0 °С. При этом в зимы 2013/14 и 2014/15 гг. нижняя граница сезонно-мёрзлого слоя находилась ниже 320 см, в то время как зимой 2016/17 г. нижняя граница сезонно-мёрзлого слоя отмечалась на глубине около 300 см. В то же время участок, на котором расположен ельник, – сезонно-протаивающий. Максимальная глубина нулевой изотермы в тёплый период составляет 120–130 см (рис. 4), ниже этой отметки наблюдается многолетняя мерзлота с температурой от 0 до –2 °С. В холодный период в течение всех лет наблюдений на глубине около 120–130 см находилась изотерма –2 °С. На этой же глубине утяжеляется гранулометрический состав за счёт резкого снижения фракции среднего песка.

Такие большие различия в особенностях температурного режима при схожем гранулометри-

Таблица 2. Средняя месячная, максимальная, минимальная температура почвы за период измерений (2013–2017 гг.)

Глубина, см	Температура почвы, °С													
	средняя месячная												максимальная/ дата	минимальная/ дата
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII		
Залежь														
0	-11,2	-13,0	-8,4	-5,4	-2,5	14,8	15,4	16,5	14,9	9,4	0,3	-2,9	41,6/26.06.17	-24,1/20.11.16
2	-5,4	-8,2	-6,8	-4,8	-1,8	8,6	12,8	14,5	13,2	9,4	1,3	-1,9	28,9/26.06.17	-17,4/27.04.14
5	-4,9	-7,7	-6,7	-4,8	-2,0	7,6	11,9	13,7	12,8	9,2	1,5	-1,6	25,6/08.07.16	-16,7/27.04.14
10	-4,5	-7,3	-6,5	-4,8	-2,2	7,0	11,2	13,1	12,4	9,3	1,8	-1,3	24,3/08.07.16	-16,2/28.04.14
15	-4,1	-7,0	-6,4	-4,8	-2,4	6,4	10,5	12,5	12,1	9,1	1,9	-1,1	23,4/08.07.16	-15,8/28.04.14
20	-3,7	-6,6	-6,1	-4,7	-2,5	6,0	10,0	12,1	11,9	9,0	2,1	-0,9	22,3/08.07.16	-15,3/28.04.14
40	-2,5	-5,1	-5,2	-4,5	-2,8	4,4	7,8	10,4	10,7	8,5	2,8	-0,1	19,4/01.08.16	-13,2/28.04.14
80	-0,3	-1,7	-1,0	-0,9	-1,3	2,5	3,1	4,0	5,3	5,1	2,7	1,3	16,1/05.08.16	-8,4/13.02.17
120	0,6	-0,6	-0,5	-0,1	0,3	2,1	2,5	3,2	2,4	2,8	1,9	1,6	13,6/11.08.16	-5,8/24.02.17
160	1,2	0,3	0,1	0,2	0,3	1,2	1,9	2,8	2,2	1,7	1,5	1,5	11,3/14.08.16	-3,5/26.02.17
240	0,5	0,0	-0,1	-0,1	0,1	0,0	2,0	2,2	1,7	1,3	1,2	1,2	6,9/28.08.16	-0,2/16.06.17
320	0,6	0,3	0,1	0,0	0,2	0,1	0,5	1,8	1,2	0,9	0,7	0,7	4,7/05.10.16	-0,1/25.06.17
Ельник														
0	-7,7	-7,8	-4,0	1,1	4,8	10,1	12,8	12,4	6,7	-0,1	-3,8	-6,2	20,4/31.07.16	-11,3/20.11.16
2	-8,8	-8,4	-3,9	1,6	6,0	12,1	13,9	13,2	7,3	-0,8	-5,3	-7,3	21,8/26.06.17	-17,4/19.11.16
5	-8,2	-7,9	-4,0	0,9	5,1	10,9	12,7	12,3	6,9	-0,4	-4,3	-6,6	21,1/26.06.17	-13,6/20.11.16
10	-7,0	-7,1	-3,8	0,2	3,5	8,9	10,9	11,0	6,5	0,3	-2,9	-5,5	17,2/26.06.17	-9,2/05.12.16
15	-6,5	-6,8	-3,9	-0,4	2,1	6,9	9,2	9,8	6,0	0,4	-2,3	-4,9	14,4/01.08.16	-8,4/31.01.17
20	-6,0	-6,4	-3,8	-0,6	1,1	5,4	7,8	8,7	5,5	0,5	-1,7	-4,3	12,7/01.08.16	-7,8/31.01.17
40	-4,3	-5,2	-3,6	-0,9	-0,3	1,8	4,4	6,0	4,3	0,5	-0,6	-2,5	9,0/10.08.16	-5,9/08.03.14
80	-2,0	-3,4	-3,1	-1,1	-0,6	-0,3	0,7	2,7	2,5	0,4	-0,3	-0,5	5,6/22.08.14	-4,6/09.03.14
120	-0,4	-1,4	-2,4	-1,2	-0,8	-0,6	-0,5	0,0	0,5	0,0	-0,3	-0,3	0,2/23.09.14	-3,5/15.03.14
160	-0,2	-0,3	-1,0	-0,6	-0,4	-0,4	-0,6	-0,5	-0,3	-0,2	-0,2	-0,2	-0,1/11.12.14	-2,3/18.03.14
240	-0,4	-0,3	-0,6	-0,6	-0,5	-0,5	-0,7	-0,6	-0,5	-0,3	-0,4	-0,3	-0,2/11.12.14	-1,3/26.03.14
320	-0,5	-0,3	-0,4	-0,6	-0,5	-0,5	-0,7	-0,6	-0,5	-0,4	-0,4	-0,4	-0,2/11.12.14	-0,9/03.04.14

ческом составе по всему профилю проявились на фоне изменения ландшафтной структуры одного из участков. При этом факторы формирования климата почвы на данных площадках одинаковые: атмосферный климат, форма рельефа, нижележащие многолетнемерзлые породы, близость рек, оросительных или дренажных систем, высота над уровнем моря. Сведение растительности (леса) и распашка верхних горизонтов почвы на залежи не только изменили режим прогрева почвы в тёплый период и промерзания в холодный, но и уменьшили влажность грунта. В летний период участки, закрытые кронами деревьев, получают меньше увлажнения в виде осадков по сравнению с открытыми участками. Однако за счёт меньшего прогрева потери влаги (испарение) на этих участках также значительно ниже. В результате почва в ельнике более влажная, чем на залежи. Увлажнение почвы в свою очередь влияет на её прогрев и промерзание.

Каждый из перечисленных здесь факторов вносит относительно небольшой вклад в изменения температурного режима, но при комплексном

воздействии всех факторов эти изменения становятся существенными. В первую очередь это отражается на глубине проникновения в глубь почвы суточных и сезонных колебаний температуры и, как следствие, на скорости прогрева и промерзания почвы, что привело к деградации многолетней мерзлоты в верхнем слое почвогрунтов. Максимальные амплитуды суточных колебаний температуры поверхности почвы на площадках отмечаются с мая по июнь. На залежи максимальная суточная амплитуда температуры поверхности наблюдалась 18 мая 2014 г. и составила 48,1 °С, в ельнике — 30 мая этого же года (8,7 °С). Средняя скорость промерзания почвы от поверхности до 40 см на залежи составляет 2 см/день, глубже процесс замедляется. В ельнике промерзание происходит намного быстрее и средняя скорость составляет 5 см/день. Протаивание почвы на залежи от поверхности до 40 см имеет среднюю скорость 2,3 см/день, а в ельнике — 0,8 см/день.

Самым тёплым за период исследования было лето 2016 г. На залежи максимальная в годовом ходе средняя суточная температура в профиле

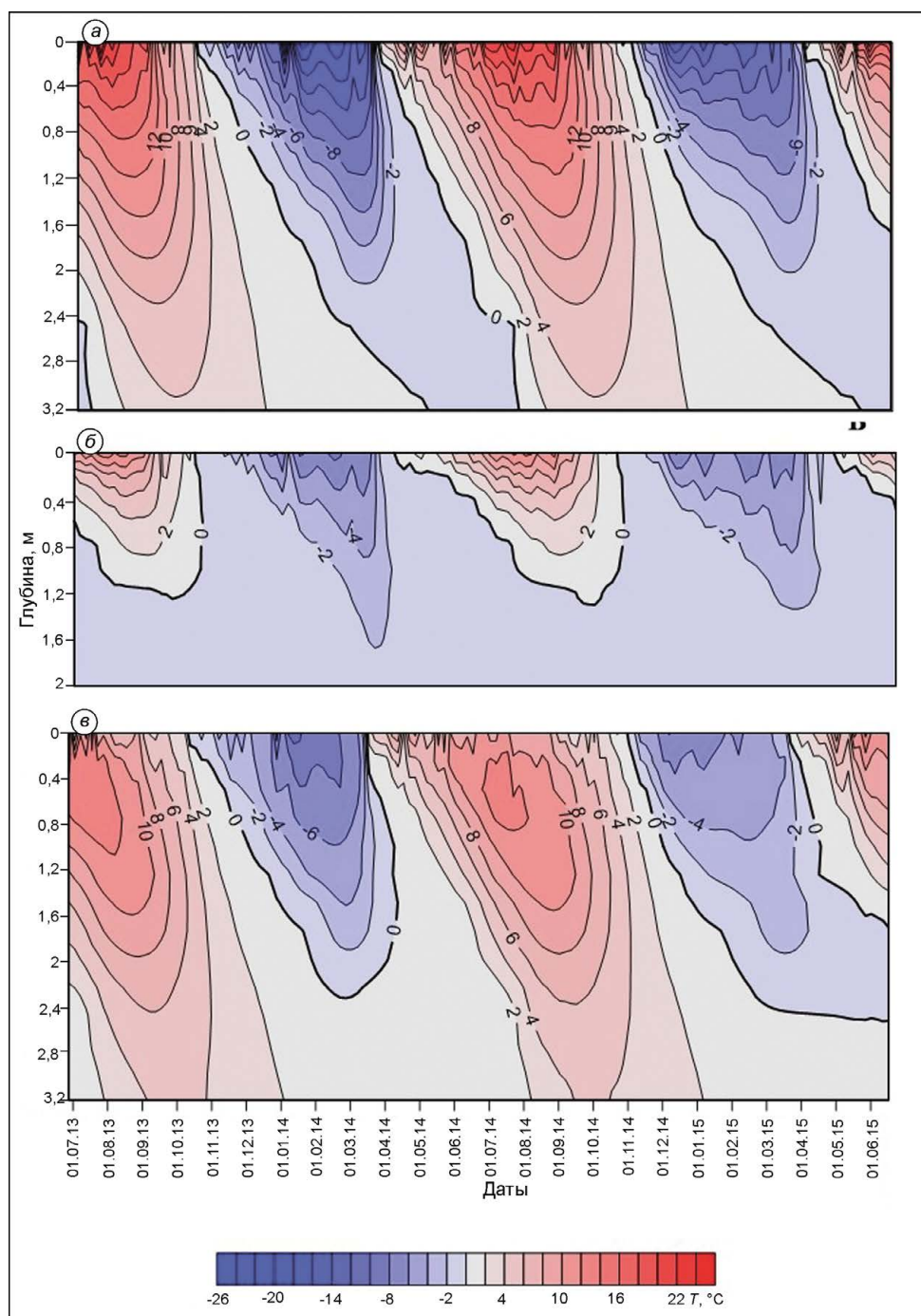


Рис. 4. Средняя суточная температура почвы (*a* – залежь, *б* – ельник), разности средних суточных температур ($\Delta T = T_{\text{залежь}} - T_{\text{ельник}}$) (*в*) за период 01.07.2013 г. – 30.06.2017 г.

Fig. 4. Daily soil temperatures at abandoned cropland (*a*) and spruce forest (*б*) sites, and difference in daily temperatures between sites ($\Delta T = T_{\text{abandoned cropland}} - T_{\text{spruce forest}}$) (*в*) for the period 01.07.2013–30.06.2017

от поверхности до 320 см изменялась от 30,9 до 4,9 °С. В этом же году в ельнике максимальная средняя суточная температура почвы составляла 20,4 и –0,2 °С на аналогичных глубинах. Самой холодной за период исследования была зима

2016/17 г. Минимальная в годовом ходе средняя суточная температура на поверхности на залежи составляла –11,3 °С, в ельнике –4,1 °С. Соответственно на глубине 320 см зафиксированы температуры –1,2 и –0,1 °С.

Переход температуры поверхности почвы через 0°C , который соответствует началу устойчивого её промерзания, на обоих участках происходит в ноябре. Однако в ельнике он в большинстве случаев наблюдается раньше. Так, осенью 2014 г. разница составила 14 дней, 2015 г. — 10 дней, 2016 г. — 3 дня. Исключением стал 2013 г., когда переход температуры почвы через 0°C в ельнике зафиксирован на 2 дня позже, чем на залежи. Устойчивый переход средней суточной температуры поверхности почвы через 0°C в сторону положительных температур, а следовательно, и оттаивание почвы начинаются на залежи в марте, а в ельнике — в апреле (в среднем 25 марта и 18 апреля соответственно). Таким образом, во время наступления метеорологической весны залежь начинает оттаивать значительно раньше: в 2014 г. эта разница составила 15 дней, в 2015 г. — 25 дней, в 2016 г. — 22 дня, в 2017 г. — 6 дней. Разница в датах начала промерзания и оттаивания поверхности почвы возникает в основном из-за различий в растительном покрове. При промерзании суточная амплитуда температуры на поверхности почвы в ельнике меньше, чем на залежи, а прогрев поверхности не такой интенсивный, что способствует активному промерзанию почвы. Весной в ельнике растительность также поглощает часть приходящей солнечной радиации, тем самым уменьшая скорость таяния снега, что увеличивает продолжительность существования мёрзлого слоя.

С глубиной различия температуры почвы между площадками возрастают. Так, на залежи на глубине 120 см переход температуры через 0°C в сторону отрицательных температур наблюдается в декабре, тогда как в ельнике он происходит преимущественно в ноябре. Переход через 0°C в сторону положительных температур на глубине 120 см на залежи фиксируется в мае, а в ельнике в сентябре. На залежи продолжительность периода с положительными температурами почвы на поверхности больше, она изменяется в пределах 198–215 дней, тогда как в ельнике составляет 176–193 дня. На залежи с увеличением глубины продолжительность периода с температурой выше 0°C почти не изменяется и на 120 см в разные годы составляет 204–219 дней. В то время как в ельнике этот период значительно короче — 22–80 дней, что определяют условия конкретного года. Глубже 130 см наблюдается многолетняя мерзлота.

Заключение

Исследования на двух модельных участках (20-летняя залежь и еловый лес) позволили установить различия почвенно-климатических характеристик. Использование первого исследуемого участка под пашню в начале XX в. и его переход в залежное состояние в конце XX в. привели к изменению температурного режима почвы и грунта, деградации многолетней мерзлоты на этом участке и опусканию верхней её границы. После антропогенного вмешательства незначительно изменился гранулометрический состав верхней части почв на территории, занятой в настоящее время залежью. Однако основная причина изменения климатического режима почв и подстилающих грунтов — сведение растительности (изменение фитоценозов, их проективного покрытия и др.), создающее экранирующий эффект (у лесной подстилки в ельнике — теплоизоляционный).

Полученные данные показывают, что растительность сильно влияет на поглощение части приходящей коротковолновой солнечной радиации и задерживает часть отражённой коротко- и длинноволновой радиации. Это вызывает явные различия в прогреве/охлаждении почв исследуемых участков. Почва на залежи лучше прогревается и быстрее остывает, чем в еловом лесу. Здесь максимальная в годовом ходе средняя суточная температура на поверхности выше на 10°C , на глубине 320 см — на 5°C . Минимальная в годовом ходе температура на поверхности залежи ниже на 7°C , а на глубине 320 см — на 1°C . На антропогенно нарушенном участке тёплый период (при температуре почвы выше 0°C) на поверхности более продолжительный (в среднем на 22 дня), чем на естественном участке. С увеличением глубины различия сохраняются. В результате в еловом лесу ниже 130 см наблюдается многолетняя мерзлота (температура почвы $-0,2 \div -0,9^{\circ}\text{C}$ в течение всего года), а на залежи нулевая изотерма при сезонном протаивании опускается значительно глубже 320 см, при этом грунт в слое 240–320 см прогревается до $2\text{--}5^{\circ}\text{C}$.

Благодарности. Исследование выполнено при поддержке РАН (проект 0347-2016-003) и РФФИ (грант № 18-05-00306).

Acknowledgments. This study was funded by Russian Academy of Sciences (project 0347-2016-003) and partially by Russian Foundation of Basic Researches (grant 18-05-00306).

Литература

References

1. Шульгин А.М. Климат почвы и его регулирование. Л.: Гидрометеиздат, 1967. 300 с.
2. IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Eds.: T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 p.
3. Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. М.: Росгидромет, 2014. 605 с.
4. Груза Г.В., Ранькова Э.Я., Рочева Э.В., Смирнов В.Д. Географические и сезонные особенности современного глобального потепления // Фундаментальная и прикладная климатология. 2015. № 2. С. 41–62.
5. Калюжный И.Л., Лавров С.А. Влияние климатических изменений на глубину промерзания почв в бассейне р. Волга. // Лёд и Снег. 2016. № 56 (2). С. 207–220.
6. 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. № 56 (1). С. 61–72.
7. Осокин Н.И., Сосновский А.В., Накалов П.Р., Чернов Р.А., Лаврентьев И.И. Климатические изменения и возможная динамика многолетнемерзлых грунтов на архипелаге Шпицберген. // Лёд и Снег. 2012. Т. 52. № 2. С. 115–120.
8. Гончарова О.Ю., Матышак Г.В., Бобрик А.А., Москаленко Н.Г., Пономарева О.Е. Температурные режимы северотаежных почв Западной Сибири в условиях островного распространения многолетнемерзлых пород // Почвоведение. 2015. № 12. С. 1462–1473. doi: 10.1134/S1064229315100038.
9. Головацкая Е.А., Дюкарев Е.А. Влияние факторов среды на эмиссию CO₂ с поверхности олиготрофных торфяных почв Западной Сибири // Почвоведение. 2012. № 6. С. 658–667. doi: 10.1134/S106422931206004X.
10. Гиличинский Д.А., Быховец С.С., Сорокинов В.А., Федоров-Давыдов Д.Г., Барри Р.Г., Жанг Т., Гаврилова М.К., Алексеева О.И. Использование данных метеорологических станций для оценки тенденций многолетних изменений температуры почв на территории сезонной и многолетней криолитозоны Рос-
1. Shul'gin A.M. *Klimat pochvy i ego regulirovanie*. Soil climate and its regulation. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1967: 300 p. [In Russian].
2. IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Eds.: Stocker T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: 1535 p.
3. *Vtoroy otsenochnyi doklad Rosgidrometa ob izmeneniyakh klimata i ikh posledstviyakh na territorii Rossiyskoy Federatsii*. The second assessment report of Roshydromet on climate change and its consequences on the territory of the Russian Federation. Moscow: Rosgydromet, 2014: 605 p. [In Russian].
4. Gruza G.V., Ran'kova E.YA., Rocheva E.V., Smirnov V.D. Geographical and seasonal features of modern global warming. *Fundamental'naya i prikladnaya klimatologiya*. Fundamental and applied climatology. 2015, 2: 41–62. [In Russian].
5. Kalyuzhny I.L., Lavrov S.A. Effect of climate changes on the soil freezing depth in the Volga River basin. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2016, 56 (2): 207–220. [In Russian].
6. 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. [In Russian].
7. Osokin N.N., Sosnovskiy A.V., Nakalov P.R., Chernov R.A., Lavrentiev I.I. Climate change and dynamics of the permafrost on Svalbard. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2012, 52 (2): 115–120. [In Russian].
8. Goncharova O.YU., Matyshak G.V., Bobrik A.A., Moskalenko N.G., Ponomareva O.Y. Temperature regimes of northern taiga soils in the isolated permafrost zone of Western Siberia. *Eurasian Soil Science*. 2015, 12: 1329–1340. doi: 10.1134/S1064229315100038.
9. Golovatskaya E.A., Dyukarev E.A. The influence of environmental factors on the CO₂ emission from the surface of oligotrophic peat soils in West Siberia. *Eurasian Soil Science*. 2012, 45 (6): 588–597. doi: 10.1134/S106422931206004X.
10. Gilichinskiy D.A., Bykhovets S.S., Sorokovikov V.A., Fedorov-Davydov D.G., Barri R.G., Zhang T., Gavriloza M.K., Alekseyeva O.I. Using data from meteorological stations to assess trends in perennial changes in soil temperature in the territory of the seasonal and multiyear cryolithozone of Russia. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2000, IV (3): 59–66. [In Russian].
11. Vasilenko O.V., Voropay N.N. Peculiarities of climate formation in the basins of the south-western Baikal region. *Izvestiya RAN. Seriya geograficheskaya*. News of the Russian Academy of Sciences. Geographical series. 2015, 2: 104–111. [In Russian].
12. Vasilenko O.V., Voropay N.N. Regional tendencies in air temperature at the southwestern Pribaikalie. IOP Conf. Se-

- сии // Криосфера Земли. 2000. Т. IV. № 3. С. 59–66.
11. Василенко О.В., Воронай Н.Н. Особенности формирования климата котловин юго-западного Прибайкалья // Изв. РАН. Сер. геогр. 2015. № 2. С. 104–111.
12. Vasilenko O.V., Voropay N.N. Regional tendencies in air temperature at the southwestern Pribaikalie // IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science. 2018. № 190. 012039. doi: 10.1088/1755-1315/190/1/012039.
13. Парезжева Т.В., Воронай Н.Н. Мониторинг составляющих радиационного баланса в коротковолновой части спектра на территории Тункинской котловины // Материалы Всерос. науч.-практич. конф. «Современные тенденции и перспективы развития гидрометеорологии в России». Иркутск, 2018. С. 183–187.
14. Густокашина Н.Н. Многолетние изменения основных элементов климата на территории Предбайкалья. Иркутск: Ин-т географии СО РАН, 2003. 108 с.
15. Василенко О.В. Режим осадков Тункинской котловины // Материалы междунар. конф. по измерениям, моделированию и информационным системам для изучения окружающей среды «ENVIROMIS – 2010». Томск, 2010. С. 27–28.
16. Макаров С.А., Черкашина А.А., Атутова Ж.В., Бардаш А.В., Воронай Н.Н., Кичигина Н.В., Мутин Б.Ф., Осипова О.П., Ухова Н.Н. Катастрофические селевые потоки, произошедшие в поселке Аршан Тункинского района Республики Бурятия 28 июня 2014 г. Иркутск: Ин-т географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2014. 111 с.
17. Северюгина М.В., Воронай Н.Н. Многолетние изменения температуры почвы на метеостанции Тунка // Материалы IX Сибирского совещ. по климатологическому мониторингу. Томск, 2015. С. 71.
18. Булыгина О.Н., Веселов В.М., Разуваев В.Н., Александрова Т.М. Описание массива срочных данных об основных метеорологических параметрах на станциях России (Электронный ресурс) // Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2014620549 – Режим доступа: <http://meteo.ru/data/163-basic-parameters#описание-массива-данных>
19. Белоусов В.М., Будэ И.Ю., Радзиминович Я.Б. Физико-географическая характеристика и проблемы экологии юго-западной ветви Байкальской рифтовой зоны: учебное пособие. Иркутск: Иркутский гос. ун-т, 2000. 160 с.
20. Солоненко В.П. Вечная мерзлота // Очерки инженерной геологии Восточной Сибири. Иркутск: Иркутский гос. ун-т, 2000. 160 с.
21. Nkrasov I.A., Li G.E. Permafrost rocks of the Tunkinskaya Depression. *Geokriologicheskiye usloviya Zabaykal'ya i Pribaykal'ya*. Permafrost rocks of the Tunkinskaya Depression: Earth and Environmental Science. 2018, 190: 012039. doi: 10.1088/1755-1315/190/1/012039.
13. Parezhova T.V., Voropay N.N. Monitoring of the components of the radiation balance in the shortwave part of the spectrum on the territory of the Tunkinskaya Depression. *Materialy Vserossiyskoy nauchno-prakticheskoy konferentsii «Sovremennyye tendentsii i perspektivy razvitiya gidrometeorologii v Rossii»*. Proc. of the All-Russian Scientific and Practical Conf. «Current Trends and Prospects for the Development of Hydrometeorology in Russia». Irkutsk, 2018: 183–187. [In Russian].
14. Gustokashina N.N. *Mноголетние изменения основных элементов климата на территории Предбайкалья*. Long-term changes of the main climate elements in the territory of the Predbaikalia. Irkutsk: V.B. Sochava Institute of Geography, Siberian Branch of the RAS, 2003: 108 p. [In Russian].
15. Vasilenko O.V. Rainfall regime of the Tunkinskaya depression. *Materialy mezhdunarodnoy konferentsii po izmeneniyam, modelirovaniyu i informatsionnym sistemam dlya izucheniya okruzhayushchey sredy «ENVIROMIS–2010»*. Proc. of the intern. Conf. on measurements, modeling and information systems for the study of the environment «ENVIROMIS–2010». Tomsk, 2010: 27–28. [In Russian].
16. Makarov S.A., Cherkashina A.A., Atutova J.V., Bardash A.V., Voropay N.N., Kichigina N.V., Mutin B.F., Osipova O.P., Ukhova N.N. *Katastroficheskiye selevyie potoki, proizoshedshiye v poselke Arshan Tunkinskogo rayona Respubliki Buryatiya 28 iyunya 2014 g.* Catastrophic mudflows that occurred in the village of Arshan, Tunkinsky district of the Republic of Buryatia on June 28, 2014. Irkutsk: V.B. Sochavy Institute of Geography, Siberian Branch of the RAS, 2014: 111 p. [In Russian].
17. Severyugina M.V., Voropay N.N. Perennial changes in soil temperature at the Tunka meteorological station. *Materialy IX Sibirskogo soveshchaniya po klimato-ekologicheskomyu monitoringu*. Proc. of the IX Siberian Conf. on Climate-Ecological Monitoring. 2015: 71 p. [In Russian].
18. Bulygina O.N., Veselov V.M., Razuvaev V.N., Aleksandrova T.M. Description of the array of urgent data on the main meteorological parameters at Russian stations Certificate of state registration of the database 2014620549 [http://meteo.ru/data/163-basic-parameters#description of the mass-data](http://meteo.ru/data/163-basic-parameters#description%20of%20the%20mass-data).
19. Belousov V.M., Bude I.U., Radziminovich Y.B. *Fiziko-geograficheskaya kharakteristika i problemy ekologii yugo-zapadnoy vetvi Baykal'skoy riftovoy zony: uchebnoe posobie*. Physico-geographical characteristics and environmental problems of the southwestern branch of the Baikal rift zone: a tutorial. Irkutsk: Irkutsk State University, 2000: 160 p. [In Russian].
20. Solonenko V.P. *Permafrost. Ocherki inzhenernoy geologii Vostochnoy Sibiri*. Essays on engineering geology of Eastern Siberia. Irkutsk: Irkutsk book publishing house, 1960: 37–45. [In Russian].
21. Nekrasov I.A., Li G.E. Permafrost rocks of the Tunkinskaya Depression. *Geokriologicheskiye usloviya Zabaykal'ya i Pribaykal'ya*. Permafrost rocks of the Tunkinskaya Depression: Earth and Environmental Science. 2018, 190: 012039. doi: 10.1088/1755-1315/190/1/012039.

- Иркутск: Иркутское книжное изд-во, 1960. С. 37–45.
21. Некрасов И.А., Ли Г.Е. Многолетнемерзлые породы Тункинской впадины // Геокриологические условия Забайкалья и Прибайкалья. М.: Наука, 1967. С. 78–90.
22. Черкашина А.А., Голубцов В.А., Силаев А.В. Постагрогенная трансформация почв Тункинской котловины (Юго-Западное Прибайкалье) // Изв. Иркутского гос. ун-та. Сер. «Науки о Земле». 2015. Т. 11. С. 128–140.
23. Силаев А.В. Оценка нарушенности территории Тункинской котловины с использованием ГИС-технологий. Экологический риск // Материалы IV Всерос. науч. конф. с междунар. участием (Иркутск, 18–21 апреля 2017 г.). Иркутск: Ин-т географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2017. С. 111–113.
24. Кураков С.А. Система автономного мониторинга состояния окружающей среды // Датчики и системы. 2012. № 4. С. 29–32.
25. Kiselev M.V., Voropay N.N., Dyukarev E.A., Kurakov S.A., Kurakova P.S., Makeev E.A. Automatic meteorological measuring systems for microclimate monitoring // IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science. 2018. № 190. 012031. doi: 10.1088/1755-1315/190/1/012031.
26. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 3. Ч. 1. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. 300 с.
27. Киселев М.В., Воронай Н.Н. Сравнительный анализ результатов измерения температуры почвогрунтов с использованием атмосферно-почвенного измерительного комплекса и вытяжных термометров // Материалы Всерос. науч.-практич. конф. «Современные тенденции и перспективы развития гидрометеорологии в России». Иркутск, 2018. С. 551–554.
28. Вадюнина А.Ф., Корчагина З.А. Методы исследования физических свойств почв. М.: Агропромиздат, 1986. 416 с.
29. ГОСТ 28268–89 Почвы. Методы определения влажности, максимальной гигроскопической влажности и влажности устойчивого завядания растений. М.: Стандартинформ, 2005. 6 с.
30. Шейн Е.В. Курс физики почв. М.: Изд-во МГУ, 2005. 432 с.
31. Geocryological conditions of Transbaikalia and Pribaikalye. Moscow: Nauka, 1967: 78–90.
22. Cherkashina A.A., Golubtsov V.A., Silaev A.V. Postagrogenic transformation of soils in the Tunkinskaya depression (South-Western Baikal region). *Izvestiya Irkutskogo gosudarstvennogo universiteta. Seriya: Nauki o Zemle*. News of the Irkutsk State University. Series: Earth Sciences. 2015, 11: 128–140. [In Russian].
23. Silaev A.V. Assessment of the disturbance of the territory of the Tunkinskaya depression with the use of GIS technologies. Ecological risk. *Materialy IV Vserossiyskoy nauchnoy konferentsii s mezhdunarodnym uchastiyem (g. Irkutsk, 18–21 aprelya 2017 g.)*. Proce. of the IV All-Russian Scientific Conf. with international participation (Irkutsk, April 18–21, 2017). 2017: 111–113. [In Russian].
24. Kurakov S.A. System of autonomous monitoring of the state of environment. *Datchiki i sistemy*. Sensors and systems. 2012, 4: 29–32. [In Russian].
25. Kiselev M.V., Voropay N.N., Dyukarev E.A., Kurakov S.A., Kurakova P.S., Makeev E.A. Automatic meteorological measuring systems for microclimate monitoring. IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science. 2018, 190: 012031. doi: 10.1088/1755-1315/190/1/012031.
26. *Nastavleniye gidrometeorologicheskim stantsiyam i postam*. Manual for hydrometeorological stations and posts. V. 1. Is. 3. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1985: 300 p. [In Russian].
27. Kiselev M.V., Voropay N.N. Comparative analysis of the results of measuring the temperature of the soil with the use of the atmospheric soil measuring complex and exhaust thermometers. *Materialy Vserossiyskoy nauchno-prakticheskoy konferentsii «Sovremennyye tendentsii i perspektivy razvitiya gidrometeorologii v Rossii»*. Materials of the All-Russian scientific-practical conference «Modern trends and prospects for the development of hydrometeorology in Russia». 2018: 551–554. [In Russian].
28. Vadyunina A.F., Korchagina Z.A. *Metody issledovaniya fizicheskikh svoystv pochv*. Methods for studying the physical properties of soil. Moscow: Agropromizdat, 1986: 416 p. [In Russian].
29. GOST 28268–89 *Pochvy. Metody opredeleniya vlazhnosti, maksimal'noy gigroskopicheskoy vlazhnosti i vlazhnosti ustoychivogo zavyadaniya rasteniy*. GOST 28268–89 Soils. Methods for the determination of moisture, maximum hygroscopic moisture and moisture resistant wilting of plants. Moscow: Standardinform, 2005: 6 p. [In Russian].
30. Shein E.V. *Kurs fiziki pochv*. Course of soil physics: Moscow: Moscow State University, 2005: 432 p. [In Russian].

Морские, речные и озёрные льды

УДК 551.515.6

<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-4-417>

Влияние океанического притока тепла в Баренцево море на региональные изменения ледовитости и статической устойчивости атмосферы

© 2019 г. М.Г. Акперов^{1*}, В.А. Семенов^{1,2}, И.И. Мохов^{1,3}, М.Р. Парфенова¹,
М.А. Дембицкая¹, Д.Д. Бокучава^{1,2}, А. Ринке⁴, В. Дорн⁴

¹Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва, Россия; ²Институт географии РАН, Москва, Россия;

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

⁴Институт полярных и морских исследований им. Альфреда Вегенера, Потсдам, Германия

*aseid@ifaran.ru

The influence of ocean heat transport in the Barents Sea on the regional sea ice and the atmospheric static stability

M.G. Akperov^{1*}, V.A. Semenov^{1,2}, I.I. Mokhov^{1,3}, M.R. Parfenova¹,
M.A. Dembitskaya¹, D.D. Bokuchava^{1,2}, A. Rinke⁴, W. Dorn⁴

¹A.M. Obukhov Institute of Atmosphere Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia;

²Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia; ³Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia;

⁴Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Potsdam, Germany

*aseid@ifaran.ru

Received December 22, 2018 / Revised June 20, 2019 / Accepted September 19, 2019

Keywords: *the atmosphere, the Barents Sea, climate, climate model, cyclones, ocean water inflow, polar lows, sea ice.*

Summary

The influence of the oceanic heat infl w into the Barents Sea on the sea ice concentration and atmospheric characteristics, including the atmospheric static stability during winter months, is investigated on the basis of the results of ensemble simulations with the regional climate model HIRHAM/NAOSIM for the Arctic. The static stability of the atmosphere is the important indicator of the spatial and temporal variability of polar mesocyclones in the Arctic region. The results of the HIRHAM/NAOSIM regional climate model ensemble simulations (RCM) for the period from 1979 to 2016 were used for the analysis. The initial and lateral boundary conditions for RCM in the atmosphere were set in accordance with the ERA-Interim reanalysis data. An analysis of 10 ensemble simulations with identical boundary conditions and the same radiation forcing for the Arctic was performed. Various realizations of ensemble simulations with RCM were obtained by changing the initial conditions for integrating the oceanic block of the model. Different realizations of ensemble simulations with RCM are obtained by changing the initial conditions of the model oceanic block integration. The composites method was used for the analysis, i.e. the difference between the mean values for years with the maximum and minimum infl w of oceanic water into the Barents Sea. The statistical significance of the results (at a significance level of $p < 0.05$) was estimated using Student's t-test. In general, the regional climate model reproduces the seasonal changes in the infl w of the oceanic water and heat into the Barents Sea reasonably well. There is a strong relationship between the changes in the oceanic water and ocean heat infl w, sea ice concentration, and surface air temperature in the Barents Sea. Herewith, the increase in the oceanic water infl w into the Barents Sea in winter leads to a decrease in static stability, which contributes to changes in regional cyclonic activity. The decrease of the static stability is most pronounced in the southern part of the Barents Sea and also to the west of Svalbard.

Citation: Akperov M.G., Semenov V.A., Mokhov I.I., Parfenova M.R., Dembitskaya M.A., Bokuchava D.D., Rinke A., Dorn W. The influence of ocean heat transport in the Barents Sea on the regional sea ice and the atmospheric static stability. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2019. 59 (4): 529–538. [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-4-438>.

Поступила 22 декабря 2018 г. / После доработки 20 июня 2019 г. / Принята к печати 19 сентября 2019 г.

Ключевые слова: *Баренцево море, изменения климата, морской лёд, полярные мезоциклоны, приток океанических вод, региональная модель климата, циклоны.*

На основе результатов ансамблевых расчётов с использованием региональной климатической модели HIRHAM/NAOSIM для Арктики исследовано влияние притока океанических вод в Баренцево море на концентрацию морских льдов и характеристики атмосферы в зимние месяцы. Показана определяющая роль вариаций притока океанических вод в Баренцево море на режим морских льдов и приповерхностной температуры воздуха, а также статическую устойчивость атмосферы в зимний период.

Введение

В последние десятилетия наиболее сильный рост приповерхностной температуры воздуха отмечен во внетропических широтах Северного полушария с максимальным потеплением в Арктических регионах (так называемое «арктическое усиление»), превышающим среднеглобальные изменения более чем в 2 раза [1]. Повышение приповерхностной температуры воздуха сопровождается значительным уменьшением площади морских льдов и изменением режимов атмосферной циркуляции в высоких и средних широтах Северного полушария [1–3]. При потеплении существенно изменяется вертикальная температурная стратификация атмосферы, характеризующая статическую устойчивость и конвективную неустойчивость тропосферы [4, 5]. С изменениями вертикальной температурной структуры атмосферы связаны, в частности, изменения конвективных процессов в атмосфере, режимов облачности и вихре-волновой активности [6–8]. Согласно работе [9], роль обратной связи в арктических широтах в разы (до 4 раз) больше по сравнению с Северным полушарием в целом и намного больше, чем для тропических широт.

Приток тёплой атлантической воды не даёт водам юго-западной части Баренцева моря замёрзнуть и увеличивает турбулентный теплообмен между поверхностью океана и атмосферой [2, 10]. В исследованиях [11–13] отмечается определяющая роль притока океанических вод в Баренцево море в изменении площади льда, приповерхностной температуры воздуха и давления в данном регионе в холодный период года. Изменения площади морских льдов зимой в Баренцевом море, связанные с вариациями притока океанических вод, могут вызывать существенные аномалии региональной атмосферной циркуляции [14]. С повышением интенсивности Атлантической термохалинной циркуляции связаны усиление Исландского центра действия в атмосфере, смещение траекторий, а также интенсификация циклонов в атмосфере Северной Атлантики [15]. При увеличении притока океанических вод нагрев нижней атмосферы способствует локальному уменьшению приповерхностного атмосферного давления и усилению западных ветров. Это может повысить приток

тёплых океанических вод в Баренцево море, формируя положительную обратную связь [12].

Атмосферный перенос тепла в Арктику через 70° с.ш. [16] составляет около 1000–1700 ТВт (тераватты). Согласно [17], его расход в акватории Баренцева моря — около 5% (60–80 ТВт) его общего количества. Перенос океанического тепла в Баренцево море оценивается приблизительно в 70 ТВт [17]. При этом, в соответствии с данными работы [18], около 60% изменчивости площади морского льда и 80% изменчивости приповерхностной температуры воздуха в Баренцевом море зимой связано с притоком тёплых океанических вод. Значимая роль притока тёплых океанических вод в изменчивости приповерхностной температуры воздуха, площади морских льдов и региональной циркуляции в Баренцевом море отмечается во многих работах [2, 11, 18–21].

Важная особенность атмосферной циркуляции в высоких широтах, в частности над Баренцевым морем, — полярные мезоциклоны [22]. От синоптических циклонов они отличаются коротким временем жизни (порядка суток) и сравнительно небольшими размерами (диаметр колеблется от 100 до 500 км). Неблагоприятные и экстремальные погодные климатические условия, связанные с интенсивными циклонами, могут наносить существенный ущерб инфраструктуре, судоходству и природным экосистемам Арктического региона. Полярные мезоциклоны не всегда можно обнаружить на основе данных реанализа и модельных расчётов относительно невысокого пространственного разрешения. Отметим и ограниченный набор эмпирических данных для характеристик мезоциклонов [23, 24]. При этом использование характеристик статической устойчивости атмосферы может послужить важным индикатором пространственно-временной изменчивости полярных мезоциклонов в Арктическом регионе [25]. Как показано в работе [26], снижение концентрации морских льдов в Арктике в зимний период способствует региональным изменениям статической устойчивости атмосферы, что может влиять на условия возникновения и развития полярных мезоциклонов [5, 25].

Оценки влияния притока океанических вод на характеристики климата в Арктике на основе эмпирических данных, к сожалению, ограничены периодом с конца 1970-х годов, что затрудняет

выявление статистически значимых связей. Более полный набор данных с хорошим пространственным и временным разрешением можно получить по расчётам с помощью климатических моделей, в частности, с применением региональных моделей для Арктики при условии их способности адекватно воспроизводить современное состояние климата Арктики и его изменения.

В настоящей работе исследуется связь между изменениями притока океанических вод в Баренцево море, площади морских льдов, приповерхностной температуры воздуха и статической устойчивости атмосферы (как индикатора региональной циклонической активности) на основе результатов ансамблевых расчётов с помощью региональной климатической модели HIRHAM/NAOSIM для Арктики.

Используемые данные и методы анализа

Анализ выполнен на основе результатов ансамблевых расчётов с региональной климатической моделью (PKM) HIRHAM/NAOSIM для периода с 1979 по 2016 г. Начальные и граничные атмосферные условия для рассматриваемого в модели региона задавались по данным реанализа ERA-Interim. Анализировалось десять ансамблевых расчётов с идентичными условиями на границах модельной области и с одинаковым радиационным воздействием. Различные реализации ансамблевых расчётов получены изменением начальных условий интегрирования океанического блока модели. Более детальное описание модели и численных расчётов приведено в работе [27].

На южной границе расчётного домена в Северной Атлантике учитывается перенос энергии и массы с внешней областью. В ячейках с направленным внутрь потоком этих переменных используется релаксация температуры и солёности к климатологии [28, 29] с экспоненциальным временным масштабом 30 суток. В ячейках с направленным наружу потоком рассчитываются вынос указанных переменных и излучение волн [30]. В модельных ячейках, соответствующих устьям рек, задаётся соответствующее распреснение верхнего трёхметрового слоя океана.

Модель HIRHAM/NAOSIM состоит из двух основных блоков: атмосферной региональной климатической модели HIRHAM5 и модели океа-

на и морского льда NAOSIM [27]. Атмосферная модель имеет 40 уровней по вертикали (до 10 гПа) и пространственное разрешение 25 км; океаническая модель — 50 уровней по вертикали и пространственное разрешение 9 км. Модель HIRHAM/NAOSIM достаточно адекватно описывает основные физические процессы в климатической системе Арктики, в том числе циклоническую и ветро-волновую активность [31–33].

Приток океанических вод (в свердрупах, $1 \text{ Св} = 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$) и тепла (в тераваттах, $1 \text{ ТВт} = 10^{12} \text{ Вт}$) в Баренцево море определялся с применением среднемесячных данных для зональной скорости морских течений и температуры в океаническом слое 5–337 м для зимы (декабрь–январь–февраль) на разрезе вдоль меридиана 20° в.д. от Норвегии до Шпицбергена ($69,5$ – $79,5^\circ$ в.д.). Для анализа использовали также среднемесячные данные для характеристики морских льдов, в частности концентрации, и приповерхностной температуры воздуха в Баренцевом море (65 – 85° с.ш., 30 – 60° в.д.). При оценке статической устойчивости атмосферы использовали среднемесячные данные для температуры поверхности океана и температуры на уровне 500 гПа (Т500) в средней тропосфере для зимы. Статическая устойчивость атмосферы характеризовалась температурной разницей между этими показателями [34].

Отклик характеристик атмосферы и океана на изменения притока океанических вод в Баренцево море исследовался со сдвигом в один месяц (январь–декабрь–март), т.е. приток океанических вод в декабре–феврале, а изменения характеристик атмосферы и океана — в январе–феврале [21]. Анализ проводился для композитов — разности между средними величинами для 37 лет с максимальным и минимальным притоком океанических вод в Баренцево море. Статистическая значимость результатов (с вероятностью ошибки не более 5%) оценивалась с помощью теста Стьюдента.

Результаты

На рис. 1 приведены: годовой ход притока океанических вод в Баренцево море по десяти модельным расчётам, средний по ансамблю приток, а также среднеквадратическое откло-

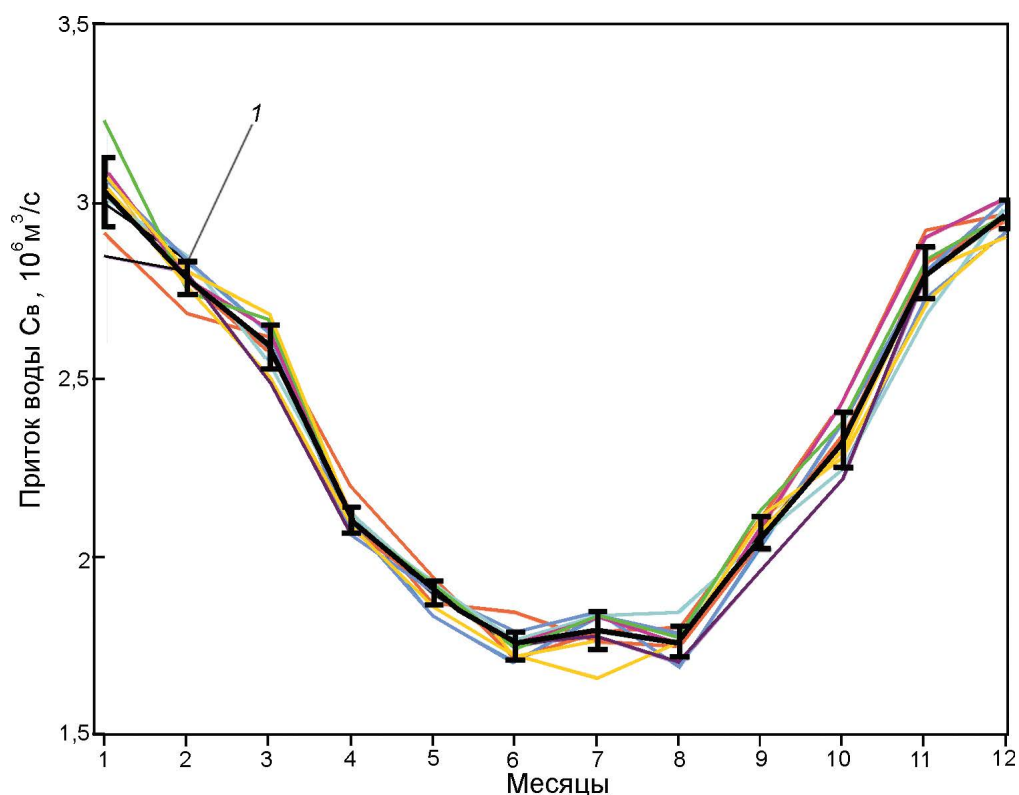


Рис. 1. Годовой ход притока океанических вод (C_v) в Баренцево море по результатам ансамблевых модельных расчётов и среднее по ансамблю со среднеквадратичными отклонениями (I)

Fig. 1. The annual cycle of the oceanic water inflow (C_v) to the Barents Sea according to the results of the model ensemble calculations and the average over the ensemble with standard deviations (I)

нение (СКО) индивидуальных реализаций ансамбля. Региональная модель достаточно хорошо воспроизводит сезонные изменения притока океанической воды в Баренцево море (приток объёма воды через меридиан 20° в.д.). Максимум притока приходится на январь и в среднем для ансамбля составляет $3,1$ Св, а минимум — на июнь — $1,7$ Св. СКО среднего по ансамблю притока за анализируемый период для января и июня равна $0,8$ и $0,3$ Св соответственно. В среднем за год величина притока составляет около $2,3 \pm 0,3$ Св, что совпадает с диапазоном эмпирических оценок в исследованиях [17, 35, 36]. Среднегодовой ход притока океанического тепла достаточно хорошо коррелирует с притоком воды в Баренцево море. Приток океанического тепла в январе — $74,5 \pm 19$ ТВт, в июле — $42,7 \pm 11$; средняя за год величина — $57,2 \pm 7,9$ ТВт. При сопоставлении с данными работы [17] региональная модель недооценивает приток тепла в Баренцево море примерно на 20%. В работе [35] приток тепла оценён в

55 ТВт, что примерно соответствует величине, полученной в настоящей работе.

Отметим, что приток океанических вод тесно связан с изменением площади морских льдов в Баренцевом море и в Арктике в целом [2, 11, 36]. Приток относительно тёплой атлантической воды в арктический бассейн вызывает изменения режима морских льдов. Межгодовая изменчивость притока океанических вод в модели сильно коррелирует с изменениями притока океанического тепла (коэффициент корреляции $R = 0,9$), а также с концентрацией морских льдов ($R = -0,8$) и увеличением приповерхностной температуры воздуха ($R = 0,5$) в Баренцевом море. Это показывает важную роль притока атлантических вод в вариациях концентрации морского льда и, как следствие, приповерхностной температуры воздуха в модели в зимний период.

Для оценки вклада притока океанических вод в Баренцево море в изменения статической устойчивости атмосферы выбраны случаи, когда приток океанических вод выше (максимальный при-

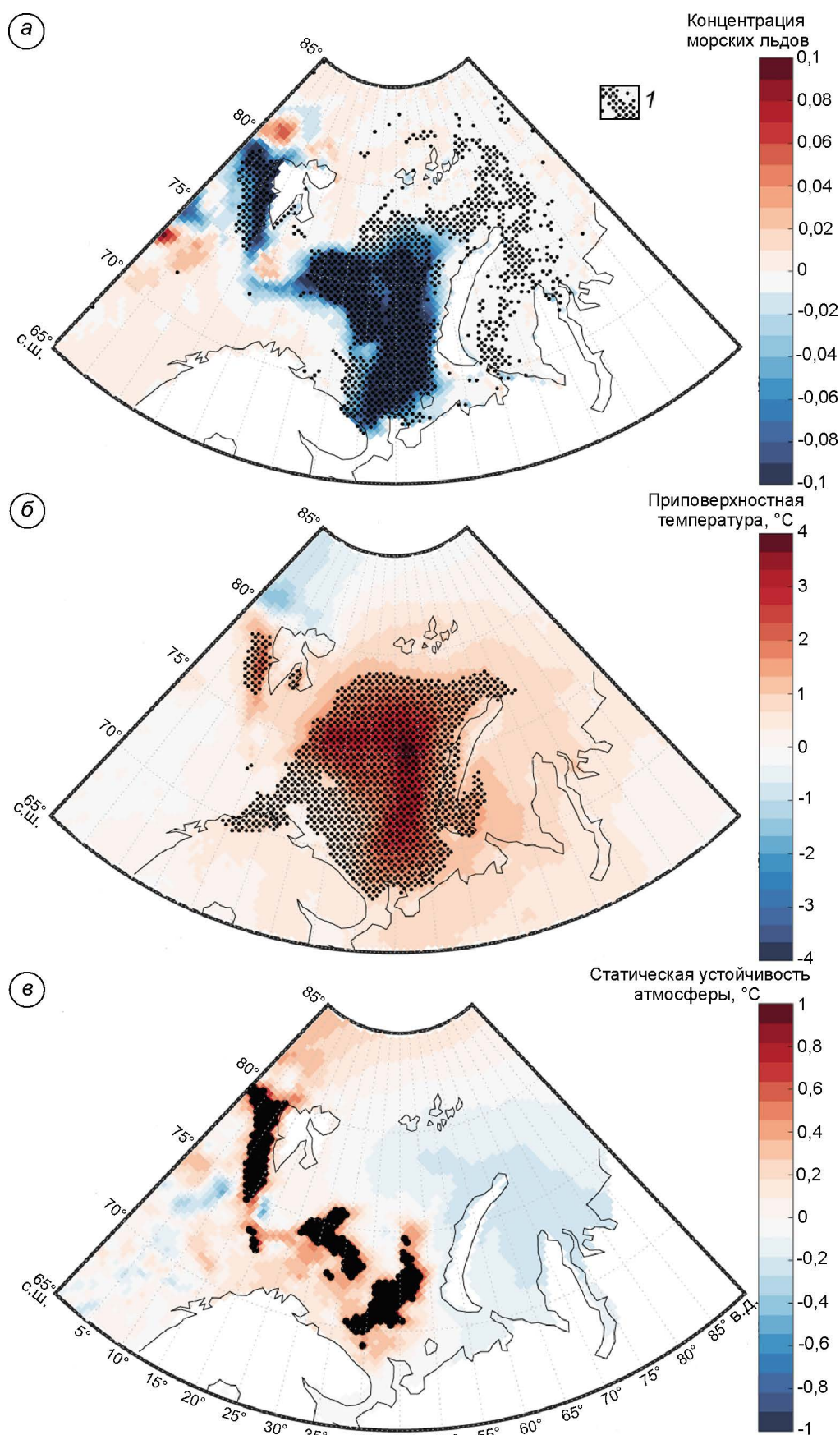


Рис. 2. Разница между значениями концентрации морских льдов (а), приповерхностной температуры воздуха (б) и статической устойчивости атмосферы (в), осреднёнными за 37 лет с сильным и за 37 лет со слабым притоком океанических вод в Баренцево море.

1 – области со статистически значимыми изменениями (с вероятностью ошибки не более 5%)

Fig. 2. Differences between values for sea ice concentrations (a), surface air temperature (b) and static atmospheric stability (c) for 37 years with a strong and 37 years with weak inflow of oceanic water into the Barents Sea.

1 – areas with statistically significant changes (at the level of 5%)

ток) или ниже (минимальный приток) одного стандартного отклонения от среднего по ансамблю притока воды. Для разности соответствующих композитов построены среднemesячные поля характеристик льда, приповерхностной температуры воздуха и статической устойчивости атмосферы на период 1979–2016 гг. Согласно рис. 2, концентрация морских льдов на большей части акватории Баренцева моря уменьшается примерно на 10% (см. рис. 2, а), что способствует радиационному выхолаживанию и увеличению турбулентного обмена теплом между океаном и атмосферой. При этом изменение приповерхностной температуры воздуха над большей частью акватории Баренцева моря составляет около 2 К (см. рис. 2, б).

В целом над Баренцевым морем статическая устойчивость атмосферы уменьшается, что может способствовать мезомасштабному циклогенезу (см. рис. 2, в). Сильнее всего (около 1 К) это выражено в южной части акватории Баренцева моря, а также к западу от Шпицбергена. Результаты модельных расчётов показали важную роль вариаций притока океанических вод в Баренцево море в формировании региональной изменчивости режима морских льдов, приповерхностной температуры воздуха и статической устойчивости атмосферы в зимний период.

Заключение

Исследовано влияние притока океанических вод в Баренцево море на характеристики атмосферы и океана, а также на статическую устойчивость атмосферы на основе результатов ансамблевых расчётов с использованием региональной климатической модели HIRHAM/NAOSIM для Арктики. Региональная климатическая модель достаточно хорошо воспроизводит сезонные изменения притока океанических вод и тепла в Баренцево море. Отмечена сильная связь между изменениями притока океанических вод и океанического тепла, концентраций морских льдов и приповерхностной температу-

ры воздуха в Баренцевом море. Увеличение притока океанических вод в Баренцево море зимой ведёт к уменьшению статической устойчивости, что может способствовать увеличению региональной мезоциклонической активности [34]. Данные ансамблевых расчётов с региональной климатической моделью показывают определяющую роль вариаций притока океанических вод в Баренцево море в формировании изменчивости режима морских льдов и приповерхностной температуры воздуха. Кроме того, они влияют на статическую устойчивость атмосферы в зимний период, представляя собой важный индикатор пространственно-временной изменчивости поллярных мезоциклонов в Арктическом регионе.

Вариации притока океанических вод в Баренцево море могут также влиять на бароклинную неустойчивость атмосферы и соответственно на циклоническую активность. В работе [39] отмечена значимая связь между изменениями режима морского льда и циклонической активности в атмосфере над Баренцевым морем в холодный сезон. Полученные результаты согласуются с выводами, полученными при исследовании влияния изменения площади морских льдов в Баренцевом море на циркуляцию атмосферы в высоких широтах Северного полушария [26, 37, 38]. В исследовании [39] показано, что уменьшение площади морских льдов в Арктике способствует снижению статической устойчивости атмосферы [26], создавая условия для циклогенеза и развития активности арктических мезоциклонов [34].

Благодарности. Работа выполнена в рамках Международного проекта Horizon 2020 при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования РФ (проект 14.616.21.0082 (RFMEFI61617X0082)).

Acknowledgments. The work was performed under the international project Horizon 2020 with the financial support of the Ministry of Science and Higher Education of Russian Federation (project 14.616.21.0082 (RFMEFI61617X0082)).

Литература

References

1. Мохов И.И. Современные изменения климата Арктики // Вестн. РАН. 2015. Т. 85. № 5–6. С. 478–484.
1. Mokhov I.I. Modern climate change in the Arctic. *Vestnik RAN. Bulletin of the Russian Academy of Sciences*. 2015, 85 (5–6): 478–484. [In Russian].

2. Arthun M., Eldevik T., Smedsrud L.H., Skagseth Ø., Ingvaldsen R.B. Quantifying the influence of Atlantic heat on Barents sea ice variability and retreat // *Journ. of Climate*. 2012. V. 25. P. 4736–4743. doi: 10.1175/JCLI-D-11-00466.1.
3. Алексеев Г.В., Кузмина С.И., Глок Н.И., Вязилова А.Е., Иванов Н.Е., Смирнов А.В. Влияние Атлантики на потепление и сокращение морского ледяного покрова в Арктике // *Лёд и Снег*. 2017. Т. 57. № 3. С. 381–390. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2017-3-381-390>.
4. Мохов И.И. Вертикальный температурный градиент в тропосфере и его связь с приповерхностной температурой по эмпирическим данным // *Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана*. 1983. Т. 19. № 9. С. 913–919.
5. Мохов И.И., Акперов М.Г. Вертикальный температурный градиент в тропосфере и его связь с приповерхностной температурой по данным реанализа // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2006. Т. 42. № 4. С. 467–475.
6. Мохов И.И., Мохов О.И., Петухов В.К., Хайруллин Р.Р. Влияние глобальных климатических изменений на вихревую активность в атмосфере // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 1992. Т. 28. № 1. С. 11–26.
7. Мохов И.И., Чернокульский А.В., Акперов М.Г., Дюфрен Ж.-Л., Трет Э. Ле. Изменения характеристик циклонической активности и облачности в атмосфере внетропических широт северного полушария по модельным расчетам в сопоставлении с данными реанализа и спутниковыми данными // *ДАН*. 2009. Т. 424. № 3. С. 393–397.
8. Акперов М.Г., Мохов И.И. Оценки чувствительности циклонической активности в тропосфере внетропических широт к изменению температурного режима // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2013. Т. 49. № 2. С. 129. doi: 7868/S000235151302003X.
9. Mokhov I.I., Akperov M.G., Dembitskaya M.A. Lapse-rate feedback assessment from reanalysis data // *Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling*. Ed. E. Astakhova. 2016. WCRP Report № 15. P. 2.07–2.08.
10. Onarheim I.H., Eldevik T., Arthun M., Ingvaldsen R.B., Smedstrud L.H. Skillful prediction of Barents Sea ice cover // *Geophys. Research Letters*. 2015. V. 42. № 13. P. 5364–5371. doi: 10.1002/2015GL064359.
11. Семенов В.А. Влияние океанического притока в Баренцево море на изменчивость климата в Арктике // *ДАН*. 2008. Т. 418. № 1. С. 106–109. doi: 10.1007/s11471-008-1020-0.
12. Semenov V.A., Park W., Latif M. Barents Sea inflow shutdown: A new mechanism for rapid climate
2. Arthun M., Eldevik T., Smedsrud L.H., Skagseth Ø., Ingvaldsen R.B. Quantifying the influence of Atlantic heat on Barents sea ice variability and retreat. *Journ. of Climate*. 2012, 25: 4736–4743. doi: 10.1175/JCLI-D-11-00466.1.
3. Alekseev G.V., Kuzmina S.I., Glok N.I., Vyazilova A.E., Ivanov N.E., Smirnov A.V. Influence of Atlantic on the warming and reduction of sea ice in the Arctic. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2017, 57 (3): 381–390. doi: 10.15356/2076-6734-2017-3-381-390. [In Russian].
4. Mokhov I.I. Tropospheric lapse rate and its relation to surface temperature according to empirical data. *Izvestiya AN SSSR. Fizika atmosfery i okeana*. Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. 1983, 19 (9): 913–919. [In Russian].
5. Mokhov I.I., Akperov M. G. Tropospheric lapse rate and its relation to surface temperature from reanalysis data. *Izvestiya RAN. Fizika atmosfery i okeana*. Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. 2006, 42 (4): 430–438. <https://doi.org/10.1134/S0001433806040037>.
6. Mokhov I.I., Mokhov O.I., Petukhov V.K., Khairullin R.R. The impact of global climate change on the vortex activity in the atmosphere. *Izvestiya RAN. Fizika atmosfery i okeana*. Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. 1992, 28 (1): 11–26. [In Russian].
7. Mokhov I.I., Chernokulsky A.V., Akperov M.G., Dyufren J.-L., Tret E. Le. Changes in the characteristics of cyclonic activity and cloudiness in the atmosphere of extratropical latitudes of the northern hemisphere according to model calculations in comparison with reanalysis data and satellite data. *Doklady Akademii Nauk*. Reports of the Academy of Sciences. 2009, 424 (3): 393–397. [In Russian].
8. Akperov M. G., Mokhov I.I. Estimates of the sensitivity of cyclonic activity in the troposphere of extratropical latitudes to changes in the temperature regime. *Izvestiya RAN. Fizika atmosfery i okeana*. Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. 2013, 49 (2): 113–120. doi: 10.1134/S0001433813020035. [In Russian].
9. Mokhov I.I., Akperov M.G., Dembitskaya M.A. Lapse-rate feedback assessment from reanalysis data. *Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling*. Ed. E. Astakhova. 2016, WCRP Report № 15: 2.07–2.08.
10. Onarheim I.H., Eldevik T., Arthun M., Ingvaldsen R.B., Smedstrud L.H. Skillful prediction of Barents Sea ice cover. *Geophys. Research Letters*. 2015, 42 (13): 5364–5371. doi: 10.1002/2015GL064359/
11. Semenov V.A. Influence of oceanic inflow to the Barents Sea on climate variability in the Arctic region. *Doklady Akademii nauk*. Doklady Earth Sciences. 2008, 418 (1): 91–94. doi: 10.1007/s11471-008-1020-0.
12. Semenov V.A., Park W., Latif M. Barents Sea inflow shutdown: A new mechanism for rapid climate

- changes // *Geophys. Research Letters*. 2009. V. 36. № 14. P. L14709. doi: 10.1029/2009GL038911.
13. *Schlichtholz P.* Influence of oceanic heat variability on sea ice anomalies in the Nordic Seas // *Geophys. Research Letters*. 2011. V. 38. № 5. P. L05705. doi: 10.1029/2010GL045894.
14. Семенов В.А., Мохов И.И., Лати́ф М. Влияние температуры поверхности океана и границ морского льда на изменение регионального климата в Евразии за последние десятилетия // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2012. Т. 48. № 4. С. 403–421.
15. Мохов И.И., Семенов В.А., Хон В.Ч., Лати́ф М., Роекнер Э. Связь аномалий климата Евразии и Северной Атлантики с естественными вариациями Атлантической термохалинной циркуляции по долгопериодным модельным расчетам // *ДАН*. 2008. Т. 419. № 5. С. 687–690.
16. *Trenberth K.E., Stepaniak D.P.* The flow of energy through the Earth's climate system // *Quarterly Journ. of the Royal Meteorological Society*. 2004. V. 130. P. 2677–2701. doi: 10.1256/qj.04.83.
17. *Smedsrud L.H., Esau I., Ingvaldsen R.B., Eldevik T., Haugan P.M., Li C., Lien V.S., Olsen A., Omar A.M., Ottera O.H., Sando A.B., Semenov V.A., Sorokina S., Risebrobakken B.B.* The role of the Barents sea in the arctic climate system // *Reviews of Geophysics*. 2013. V. 51. № 3. P. 415–449. doi: 10.1002/rog.20017.1.
18. *Schlichtholz P.* Observational evidence for oceanic forcing of atmospheric variability in the Nordic seas area // *Journ. of Climate*. 2013. V. 26. № 9. P. 2957–2975. doi: 10.1175/JCLI-D-11-00594.1.
19. *Schlichtholz P.* Local wintertime tropospheric response to oceanic heat anomalies in the Nordic Seas area // *Journ. of Climate*. 2014. V. 27. № 23. P. 8686–8706. doi: 10.1175/JCLI-D-13-00763.1.
20. *Koenigk T., Brodeau L.* Ocean heat transport into the Arctic in the twentieth and twenty-first century in EC-Earth // *Climate Dynamics*. 2014. V. 42. № 11–12. P. 3101–3120. <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1821-x>.
21. *Lien V.S., Schlichtholz P., Skagseth Ø., Vikebø F.B.* Wind-driven Atlantic water flow as a direct mode for reduced Barents Sea ice cover // *Journ. of Climate*. 2017. V. 30. № 2. P. 803–812.
22. Мохов И.И., Акперов М.Г., Лагун В.Е., Луценко Э.И. Интенсивные арктические мезоциклоны // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2007. Т. 43. № 3. С. 291–297.
23. *Condrón A., Bigg G.R., Renfrew I.A.* Polar mesoscale cyclones in the Northeast Atlantic: Comparing climatologies from ERA and satellite imagery *Mon. Monthly weather review*. 2006. V. 134. № 5. P. 1518–1533. doi: org/10.1175/MWR3136.1.
24. Акперов М.Г., Мохов И.И., Дембицкая М.А. Арктические мезоциклоны по спутниковым данным, changes. *Geophys. Research Letters*. 2009, 36 (14): L14709. doi: 10.1029/2009GL038911.
13. *Schlichtholz P.* Influence of oceanic heat variability on sea ice anomalies in the Nordic Seas. *Geophys. Research Letters*. 2011, 38 (5): L05705. doi: 10.1029/2010GL045894.
14. *Semenov V.A., Mokhov I.I., Latif M.* The influence of ocean surface temperature and sea-ice boundaries on the change of regional climate in Eurasia over the past decades. *Izvestiya RAN. Fizika atmosfery i okeana. Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2012, 48 (4): 403–421.
15. *Mokhov I.I., Semenov V.A., Khon V.Ch., Latif M., Roekner E.* Communication of climate anomalies of Eurasia and North Atlantic with natural variations of the Atlantic thermohaline circulation by long-period model calculations. *Doklady Akademii nauk. Doklady Earth Sciences*. 2008, 419 (5): 687–690. [In Russian].
16. *Trenberth K.E., Stepaniak D.P.* The flow of energy through the Earth's climate system. *Quarterly Journ. of the Royal Meteorological Society*. 2004, 130: 2677–2701. doi: 10.1256/qj.04.83.
17. *Smedsrud L.H., Esau I., Ingvaldsen R.B., Eldevik T., Haugan P.M., Li C., Lien V.S., Olsen A., Omar A.M., Ottera O.H., Sando A.B., Semenov V.A., Sorokina S., Risebrobakken B.B.* The role of the Barents sea in the arctic climate system. *Reviews of Geophysics*. 2013, 51 (3): 415–449. doi: 10.1002/rog.20017.1.
18. *Schlichtholz P.* Observational evidence for oceanic forcing of atmospheric variability in the Nordic seas area. *Journ. of Climate*. 2013, 26 (9): 2957–2975. doi: 10.1175/JCLI-D-11-00594.1.
19. *Schlichtholz P.* Local wintertime tropospheric response to oceanic heat anomalies in the Nordic Seas area. *Journ. of Climate*. 2014, 27 (23): 8686–8706. doi: 10.1175/JCLI-D-13-00763.1.
20. *Koenigk T., Brodeau L.* Ocean heat transport into the Arctic in the twentieth and twenty-first century in EC-Earth. *Climate Dynamics*. 2014, 42 (11–12): 3101–3120. <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1821-x>.
21. *Lien V.S., Schlichtholz P., Skagseth Ø., Vikebø F.B.* Wind-driven Atlantic water flow as a direct mode for reduced Barents Sea ice cover. *Journ. of Climate*. 2017, 30 (2): 803–812.
22. *Mokhov I.I., Akperov M.G., Lagun V.E., Lutsenko E.I.* Intense arctic mesocyclones. *Izvestiya RAN. Fizika atmosfery i okeana. Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2007, 43 (3): 259–265. doi: 10.1134/S0001433807030012.
23. *Condrón A., Bigg G.R., Renfrew I.A.* Polar mesoscale cyclones in the Northeast Atlantic: Comparing climatologies from ERA and satellite imagery *Mon. Monthly weather review*. 2006, 134 (5): 1518–1533. doi: org/10.1175/MWR3136.1.

- данным реанализа и модельным расчетам // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2017. Т. 14. № 3. С. 297–304. doi: 10.21046/2070-7401-2017-14-3-297-304.
25. Zahn M., Von Storch H. Decreased frequency of North Atlantic polar lows associated with future climate warming // *Nature*. 2010. V. 467. № 7313. P. 309. doi: 10.1038/nature09388.
 26. Jaiser R., Dethloff K., Handorf D., Rinke A., Cohen J. Impact of sea ice cover changes on the northern hemisphere atmospheric winter circulation // *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*. 2012. V. 64. № 1. P. 11 595. doi: 10.3402/tellusa.v64i0.11595.
 27. Dorn W., Rinke A., Köberle C., Dethloff K., Gerdes R. HIRHAM–NAOSIM 2.0: The upgraded version of the coupled regional atmosphere-ocean-sea ice model for Arctic climate studies // *Geosci. Model Dev. Discuss.* 2018. <https://doi.org/10.5194/gmd-2018-278>. In review.
 28. Levitus S., Boyer T. World Ocean Atlas // NOAA Atlas NESDIS 4, U.S. Gov. Printing Office, Washington, DC, USA. 1994. V. 4. Temperature. 117 p.
 29. Levitus S., Burgett R., Boyer T. World Ocean Atlas // NOAA Atlas NESDIS 3, U.S. Gov. Printing Office, 25 Washington, DC, USA. 1994. V. 3. Salinity. P. 99.
 30. Fieg K., Gerdes R., Fahrbach E., Beszczynska-Möller A., Schauer U. Simulation of oceanic volume transports through Fram Strait 1995–2005 // *Ocean Dynamics*. 2010. V. 60. № 3. P. 491–502. <https://doi.org/10.1007/s10236-010-0263-9>, 2010.
 31. Khon V.C., Mokhov I.I., Pogarsky F.A., Babanin A., Dethloff K., Rinke A., Matthes H. Wave heights in the 21st century arctic ocean simulated with a regional climate model // *Geophys. Research Letters*. 2014. V. 41. P. 2956–2961. doi: [org/10.1002/2014GL059847](https://doi.org/10.1002/2014GL059847).
 32. Akperov M., Mokhov I., Rinke A., Dethloff K., Matthes H. Cyclones and their possible changes in the Arctic by the end of the twenty first century from regional climate model simulations // *Theoretical and Applied Climatology*. 2015. V. 122. № 1–2. P. 85–96. doi: [org/10.1007/s00704-014-1272-2](https://doi.org/10.1007/s00704-014-1272-2).
 33. Akperov M., Rinke A., Mokhov I., Matthes H., Semenov V., Adakudlu M., Cassano J., Christensen J.H., Dembitskaya M.A., Dethloff K., Fettweis X., Glisan J., Gutjahr O., Heinemann G., Koenigk T., Koldunov N.V., Laprise R., Mottram R., Nikiema O., Scinocca J.F., Sein D., Sobolowski S., Winger K., Zhang W. Cyclone activity in the Arctic from an ensemble of regional climate models (Arctic CORDEX) // *Journ. of Geophys. Research: Atmospheres*. 2018. V. 123. № 5. P. 2537–2554. <https://doi.org/10.1002/2017JD027703>.
 34. Zahn M., Von Storch H. A long-term climatology of North Atlantic polar lows // *Geophys. Research Letters*. 2008, 35 (22): 1–6. doi: 10.1029/2008GL035769
 24. Akperov M.G., Mokhov I.I., Dembitskaya M.A. Arctic mesocyclones from satellite data, reanalyses data and model simulations. Current problems in remote sensing of the Earth from space. 2017, 14 (3): 297–304. doi: 10.21046/2070-7401-2017-14-3-297-304.
 25. Zahn M., Von Storch H. Decreased frequency of North Atlantic polar lows associated with future climate warming. *Nature*. 2010, 467 (7313): 309. doi: 10.1038/nature09388.
 26. Jaiser R., Dethloff K., Handorf D., Rinke A., Cohen J. Impact of sea ice cover changes on the northern hemisphere atmospheric winter circulation. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*. 2012, 64 (1): 11 595. doi: 10.3402/tellusa.v64i0.11595.
 27. Dorn W., Rinke A., Köberle C., Dethloff K., Gerdes R. HIRHAM–NAOSIM 2.0: The upgraded version of the coupled regional atmosphere-ocean-sea ice model for Arctic climate studies. *Geosci. Model Dev. Discuss.* 2018. <https://doi.org/10.5194/gmd-2018-278>. In review.
 28. Levitus S., Boyer T. World Ocean Atlas. National Environmental Satellite, Data, and Information Service, Washington, DC, USA. 1994, 4 (Temperature): 117 p.
 29. Levitus S., Burgett R., Boyer T. National Environmental Satellite, Data, and Information Service, Washington, DC, USA. 1994, 3 (Salinity): 99 p.
 30. Fieg K., Gerdes R., Fahrbach E., Beszczynska-Möller A., Schauer U. Simulation of oceanic volume transports through Fram Strait 1995–2005. *Ocean Dynamics*. 2010, 60 (3): 491–502. <https://doi.org/10.1007/s10236-010-0263-9>, 2010.
 31. Khon V.C., Mokhov I.I., Pogarsky F.A., Babanin A., Dethloff K., Rinke A., Matthes H. Wave heights in the 21st century arctic ocean simulated with a regional climate model. *Geophys. Research Letters*. 2014, 41: 2956–2961. doi: [org/10.1002/2014GL059847](https://doi.org/10.1002/2014GL059847).
 32. Akperov M., Mokhov I., Rinke A., Dethloff K., Matthes H. Cyclones and their possible changes in the Arctic by the end of the twenty first century from regional climate model simulations. *Theoretical and Applied Climatology*. 2015, 122 (1–2): 85–96. doi: [org/10.1007/s00704-014-1272-2](https://doi.org/10.1007/s00704-014-1272-2).
 33. Akperov M., Rinke A., Mokhov I., Matthes H., Semenov V., Adakudlu M., Cassano J., Christensen J.H., Dembitskaya M. A., Dethloff K., Fettweis X., Glisan J., Gutjahr O., Heinemann G., Koenigk T., Koldunov N.V., Laprise R., Mottram R., Nikiema O., Scinocca J.F., Sein D., Sobolowski S., Winger K., Zhang W. Cyclone activity in the Arctic from an ensemble of regional climate models (Arctic CORDEX). *Journ. of Geophys. Research: Atmospheres*. 2018, 123 (5): 2537–2554. <https://doi.org/10.1002/2017JD027703>.
 34. Zahn M., Von Storch H. A long-term climatology of North Atlantic polar lows. *Geophys. Research Letters*. 2008, 35 (22): 1–6. doi: 10.1029/2008GL035769

- search Letters. 2008. V. 35. № 22. P. 1–6. doi: 10.1029/2008GL035769.
35. Tsubouchi T., Bacon S., Aksenov Y., Naveira Garabato A.C., Beszczynska-Möller A., Hansen E., L. de Steur, Curry B., Lee C.M. The Arctic Ocean Seasonal Cycles of Heat and Freshwater Fluxes: Observation-Based Inverse Estimates // Journ. of Physical Oceanography. 2018. V. 48. № 9. P. 2029–2055. doi: 10.1175/JPO-D-17-0239.1.
36. Long Z., Perrie W. Changes in ocean temperature in the Barents Sea in the twenty-first century // Journ. of Climate. 2017. V. 30. № 15. P. 5901–5921. doi: 10.1175/JCLI-D-16-0415.1.
37. Semenov V.A., Latif M. Nonlinear winter atmospheric circulation response to Arctic sea ice concentration anomalies for different periods during 1966–2012 // Environmental Research Letters. 2015. V. 10. № 5. P. 054020.
38. Koyama T., Stroeve J., Cassano J., Crawford A. Sea ice loss and Arctic cyclone activity from 1979 to 2014 // Journ. of Climate. 2017. V. 30. № 12. P. 4735–4754. doi: 10.1175/JCLI-D-16-0542.1.
39. Inoue J., Hori M.E., Takaya K. The Role of Barents Sea Ice in the Wintertime Cyclone Track and Emergence of a Warm-Arctic Cold-Siberian Anomaly // Journ. of Climate. 2012. V. 25. № 7. P. 2561–2568. doi: 10.1175/JCLI-D-11-00449.1.
35. Tsubouchi T., Bacon S., Aksenov Y., Naveira Garabato A.C., Beszczynska-Möller A., Hansen E., L. de Steur, Curry B., Lee C.M. The Arctic Ocean Seasonal Cycles of Heat and Freshwater Fluxes: Observation-Based Inverse Estimates. Journ. of Physical Oceanography. 2018, 48 (9): 2029–2055. doi: 10.1175/JPO-D-17-0239.1.
36. Long Z., Perrie W. Changes in ocean temperature in the Barents Sea in the twenty-first century. Journ. of Climate. 2017, 30 (15): 5901–5921. doi: 10.1175/JCLI-D-16-0415.1.
37. Semenov V.A., Latif M. Nonlinear winter atmospheric circulation response to Arctic sea ice concentration anomalies for different periods during 1966–2012. Environmental Research Letters. 2015, 10 (5): 054020.
38. Koyama T., Stroeve J., Cassano J., Crawford A. Sea ice loss and Arctic cyclone activity from 1979 to 2014. Journ. of Climate. 2017, 30 (12): 4735–4754. doi: 10.1175/JCLI-D-16-0542.1.
39. Inoue J., Hori M.E., Takaya K. The Role of Barents Sea Ice in the Wintertime Cyclone Track and Emergence of a Warm-Arctic Cold-Siberian Anomaly. Journ. of Climate. 2012, 25 (7): 2561–2568. doi: 10.1175/JCLI-D-11-00449.1.

Влияние потепления климата на прочностные характеристики льда в Обской губе

© 2019 г. О.М. Андреев, Д.В. Драбенко*, Р.А. Виноградов, Е.Ю. Орлова

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

*dimmnecro@mail.ru

Influence of climate warming on the strength characteristics of ice in the Ob Bay

O.M. Andreev, D.V. Drabenko*, R.A. Vinogradov, E.U. Orlova

Arctic and Antarctic Research Institute, Saint Petersburg, Russia

*dimmnecro@mail.ru

*Received October 30, 2018 / Revised February 6, 2019 / Accepted March 22, 2019***Keywords:** *Arctic, climate warming, gulf of Ob, ice strength characteristics, ice thickness.***Summary**

The article presents results of investigation of the climate warming effects in the northern polar region of the Earth, in particular on some characteristics of ice in the northern part of the Ob Bay (the area of the most active economic activity of the Russian Federation in the last decade). It is determined that over the past 40 years, morphometric and strength characteristics of ice have significantly changed. Estimates of ice thickness obtained using simple empirical formulas (depending on the sum of the degree-days of frost) show that the ice thickness decreased here by an average of 10–15%. The strength characteristics of ice were analyzed for two periods: the maximum strength of ice (for this area it is March) and the maximum development of ice thickness (usually it is May). It was found that the strength properties of ice (bending and compression) for both periods decreased by 10–12%. Thus, in recent decades, under the influence of climate warming in the Ob Bay, the thickness and strength of the ice cover have significantly decreased. This circumstance will be favorable for further development of the considered water area by Russian oil and gas companies.

Citation: Andreev O.M., Drabenko D.V., Vinogradov R.A., Orlova E.U. The influence of climate warming on the strength characteristics of ice in the Ob Bay. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2019. 59 (4): 539–545. [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-4-409>.

*Поступила 30 октября 2018 г. / После доработки 6 февраля 2019 г. / Принята к печати 22 марта 2019 г.***Ключевые слова:** *Арктика, Обская губа, потепление климата, прочностные характеристики льда, толщина льда.*

Рассматриваются изменения прочностных и морфометрических характеристик припайного льда в Обской губе за последние 30–40 лет. Используются расчётные метеорологические характеристики, полученные по наблюдениям регулярной сети Росгидромета России. Установлено, что в Обской губе толщина припайного льда уменьшилась на 10–15%, а его прочностные характеристики снизились на 10–12%.

Введение

Вопросы изменения климата и его влияния на окружающую среду, условия жизни человека и его деятельность весьма актуальны в мире. Эти изменения могут иметь как отрицательный характер (с соответствующим ухудшением внешних условий), так и положительный (с улучшением условий). Всё зависит от рода хозяйственной деятельности человека и региона земного шара. В настоящее время считается доказанным, что за последние десятилетия в Арктике (как и во всём Северном полушарии) произошли серьёзные климатические изменения, вызванные так называемым «глобальным потеплением» [1–3]. Согласно оценкам работы [2], средняя температура воздуха Северного

полушария с 1971 по 2000 г. повысилась на 0,7–0,8 °С. Для Арктического региона эти изменения ещё более заметны – местами до 3,0 °С.

По существующим оценкам [4–6], в эти годы значительно уменьшалась толщина арктических морских льдов. С 1970 по 2000 г. средняя толщина арктического льда снизилась с 3,5 до 1,8 м [4, 5]. Отмечается также [7], что в последние десятилетия сезонный ледяной покров даже в Центральной Арктике начинает доминировать над многолетним. В связи с этим возникают вопросы: насколько это потепление сказывается в региональном масштабе (например, Обь-Енисейский регион) и насколько текущие изменения климата могут сыграть положительную роль при хозяйственном освоении северных территорий России.

Постановка проблемы

Интерес к оценке изменения прочностных и морфометрических свойств припайного льда Обской губы связан в первую очередь с тем, что в последнее десятилетие здесь началась активная деятельность нефтегазовых компаний по вывозу углеводорода морским путём. Однако даже в условиях современного климата у мощных нефтегазовозов иногда возникают серьёзные проблемы с преодолением припайного льда в акватории Обской губы как при движении до порта отгрузки, так и у самих портовых сооружений. Отметим, что самая активная хозяйственная деятельность сосредоточена в северной части губы, где построен порт Сабетта; продолжается проектирование и строительство других портовых и добывающих объектов. Таким образом, в настоящее время наиболее актуальна оценка ослабления суровости условий именно для данного района — северной части Обской губы.

Устойчивое ледообразование в северной части Обской губы обычно происходит в конце сентября — октябре при средних сроках во второй декаде октября. Замерзание вдоль западного берега обычно несколько опережает аналогичные процессы у восточного берега. С развитием вдольберегового припая дрейфующий лёд отмечается только в районах губы с большими глубинами, вдали от берегов. Заканчивается период осеннего дрейфа льда установлением неподвижного (припайного) льда от берега до берега в ноябре. При этом в суровые зимы северная кромка припая устанавливается по мористой границе Обской губы или даже по ближайшим островам за её пределами. Разрушение ледяного покрова (ослабление прочности и уменьшение толщины) начинается в первой декаде июня. Взлом припая происходит в первой декаде июля. После этого плавучий лёд начинает дрейфовать и интенсивно разрушаться.

Наблюдения за ледовыми явлениями в северной части Обской губы выполнялись на пунктах стационарной сети (гидрометеорологические станции — ГМС Сеяха, Тадибеяха, Тамбей, Дровяной и др.) до начала 1990-х годов. Однако стандартные наблюдения, предусматривающие морфометрические измерения толщины льда и снега и наблюдения за ледовыми фазами, не включали в себя измерения проч-

ностных свойств льда. Сотрудники санно-тракторных поездов в пределах акватории Обской губы в 1970–80-х годах также не проводили специализированных наблюдений за прочностными характеристиками льда, ограничиваясь морфометрическими измерениями льда и торосистых образований. Эпизодические специализированные наблюдения за морфометрическими и прочностными характеристиками льда начались лишь с середины 2000-х годов по заказу приходящих в регион нефтегазовых компаний. Однако данные таких наблюдений часто разрозненны и противоречивы.

Таким образом, очевидно, что оценить возможные изменения прочностных свойств и морфометрических параметров припайного льда в северной части Обской губы по данным инструментальных наблюдений возможности нет. Однако существуют различные расчётные способы определения прочностных характеристик и толщин льда при отсутствии данных полевых исследований. Обычно такие расчёты ведут по наблюденным метеорологическим параметрам. Согласно рекомендациям ВМО (Всемирная метеорологическая организация) и требованиям нормативных документов, например [8] и др., для описания климатического режима района необходим непрерывный ряд срочных метеорологических наблюдений длиной не менее 30–40 лет. Именно поэтому мы для исследования выбрали период с 1980 по 2017 г. — период, удовлетворяющий требованиям нормативных документов и в то же время позволяющий оценить вклад глобального потепления в изменение прочностных и морфометрических свойств льда северной части Обской губы.

Методика

Оценка изменения морфометрических свойств (толщины) припайного льда северной части Обской губы — важная часть нашего исследования. Известно, что при расчёте толщины припайного льда по уравнениям теоретического типа для конкретных условий и конкретного района необходимо знать теплофизические характеристики. Чтобы избежать затруднений, связанных с их определением, можно воспользоваться известными эмпирическими формула-



Рис. 1. Схема расположения гидрометеорологических станций в северной части Обской губы:

1 – гидрометеостанции; 2 – посёлки

Fig. 1. The layout of hydrometeorological stations in the northern part of the Ob Bay:

1 – hydrometeorological stations; 2 – villages

ми. Так, известная формула Н.Н. Зубова [9, 10] представляет собой зависимость вида:

$$H^2 + 50H = 8\sum(-T_a)$$

или

$$H = -25 + \sqrt{(25 + H_0)^2 + 8\sum(-T_a)}, \quad (1)$$

где H – расчётная толщина льда; H_0 – начальная толщина льда; $\sum(-T_a)$ – сумма градусо-дней мороза.

Сумма градусо-дней мороза – это накопленная сумма отрицательных среднесуточных температур воздуха, отсчитываемая после устойчивого перехода температур воздуха через ноль в сторону отрицательных значений. В.П. Гаврило получил подобную же зависимость в следующем виде:

$$H^2 + 6,7H = 6,1\sum(-T_a). \quad (2)$$

Таблица 1. Гидрометеорологические станции в северной части Обской губы

Гидрометеорологические станции	Период наблюдений, годы	Координаты	
		северная широта	восточная долгота
Мыс Дровяной	1932–1963	72°39'	72°58'
Им. 60-летия ВЛКСМ	1979–1989	71°56'	74°25'
Тамбей	1936–2008, 2011–2012	71°29'	71°49'
Сеяха	1936–по наст. время	70°10'	72°31'
Тадебяха	1950–1995	70°22'	74°08'

Приведём эмпирическую формулу Ю.П. Доронина [10], полученную теоретическим путём:

$$H = -7,7h + \sqrt{(7,7h + H_0)^2 + 12\sum(-T_a)}, \quad (3)$$

где h – толщина слоя снега на льду.

Как видно, каждая из этих формул требует расчёта суммы градусо-дней мороза, которую можно получить в результате стандартных метеорологических наблюдений на гидрометеорологических станциях (ГМС) или метеорологических постах, расположенных непосредственно в рассматриваемом районе. Систематически изучать метеорологические условия в районе северной части Обской губы начали в период второго Международного полярного года с 1932 г. на ГМС Мыс Дровяной. В мае 1936 г. была открыта ГМС Тамбей, а в октябре того же года ГМС Сеяха. С 1950 г. на восточном побережье Обской губы начала работу ГМС Тадебяха. С 1979 по 1989 г работала ГМС имени 60-летия ВЛКСМ. Однако ГМС Мыс Дровяной, Тадебяха, Тамбей и имени 60-летия ВЛКСМ были закрыты. Сейчас в интересующем нас районе работает лишь ГМС Сеяха. Схема расположения ГМС в Обской губе приведена на рис. 1, а сведения о станциях – в табл. 1. С учётом этого расчёты необходимых сумм градусо-дней мороза для района северной части Обской губы за период с 1980 по 2017 г. вели с использованием данных метеорологических наблюдений на ГМС Сеяха. В качестве альтернативы (при выполнении работ) мы рассматривали использование данных метеорологического реанализа (например, ERA, NCEP и др.), но оно было признано лишним, так как ГМС Сеяха репрезентативна для всего рассматриваемого нами района.

На рассчитанные суммы градусо-дней мороза, полученные за полные зимние периоды с

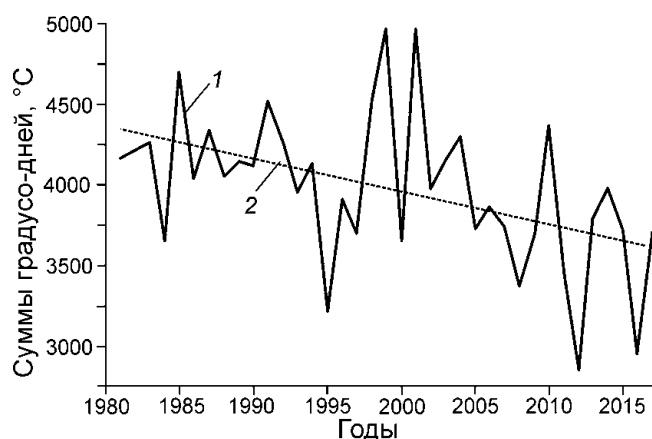


Рис. 2. Сумма градусо-дней мороза на конец зимнего сезона, рассчитанная по данным ГМС Сеяха для разных лет:

1 — сумма накопленных за зимний сезон градусо-дней мороза; 2 — тренд

Fig. 2. The sum degree-days of frost at the end of the ice season, calculated according to the hydrometeorological station Seyakha for different years:

1 — the sum degree-days of frost accumulated during the ice season; 2 — the trend

1980 по 2017 г., накладывался линейный тренд (рис. 2). Затем непосредственно по тренду на «конечные» годы определялись значения, условно принятые нами за величины сумм градусо-дней на 1980 и 2017 гг. Аналогичные действия мы провели для накопленных сумм градусо-дней мороза и среднемесячных температур воздуха на все месяцы за холодный период года (с октября по июнь). Таким образом, на каждый «условный» год (1980 и 2017 гг.) с использованием линейных трендов мы получили помесечный массив средних месячных температур воздуха и накопленных сумм градусо-дней мороза, которыми мы и будем оперировать далее.

Прочностные свойства припайного льда мы оценивали в два этапа. На первом этапе исследования мы воспользовались методикой, изложенной в руководящем документе СП 38 [11], т.е. методикой, обязательной к исполнению при проектировании гидротехнических объектов. На втором этапе мы применили методику расчёта прочностных свойств льда, приведённую в методическом письме В.В. Богородского [12] и работе [13]. В рамках данного исследования мы не будем вдаваться в подробности каждой из указанных здесь методик, отмечать их преимущества и недостатки, а воспользуемся

Таблица 2. Сравнительные расчётные характеристики, полученные для 1980 г. (числитель) и 2017 г. (знаменатель)

Характеристики	Период	
	максимальной прочности льда — март	максимального развития льда — май
Накопленная сумма градусо-дней мороза, °C	3900/3200	4350/3600
Средняя месячная температура, °C	-21,5/-17,4	-7,2/-4,4
Расчётная толщина льда, м	1,30/1,12	1,44/1,25

приведёнными в них простыми схемами расчёта прочностных свойств льда в зависимости от температуры, минерализации и структурных особенностей льда.

Результаты расчётов

Прочностные и морфометрические характеристики льда в рамках данного исследования рассматривались для двух периодов — периода максимальной прочности льда (для акватории северной части Обской губы это март) и периода максимального развития (максимальной толщины) припайного льда (май — месяц перед началом периода таяния). Для двух указанных условных периодов (1980 и 2017 гг.) выполнено сравнение выбранных климатических характеристик (средняя месячная температура воздуха и накопленная к рассматриваемому месяцу (включительно) сумма градусо-дней мороза) для крайних зимних сезонов из выбранного нами интервала (табл. 2). Чтобы оценить изменения толщин льда в северной части Обской губы за последние 40 лет, мы воспользовались массивами сумм градусо-дней мороза на конкретные месяцы (см. табл. 2) и провели расчёты по формуле (3). При расчётах толщина слоя снега на припайном льду принималась равной 15 см (среднегодовое значение толщины слоя снега на льду в марте—мае), одинаковой для всех расчётных периодов. Полученные таким образом расчётные значения толщины припайного льда в Обской губе приведены в табл. 3.

Далее, воспользовавшись данными о температуре воздуха из табл. 2 и условием линейности профиля температуры в толще льда (характерно для растущего льда), мы разделили толщину льда на слои и определили средние температуры

Таблица 3. Расчётные значения средних по слоям температур ровного льда, полученные для периода 1980 г. (числитель) и 2017 г. (знаменатель)

Слой льда	Температура льда, °С, в период	
	максимальной прочности	максимального развития
Верхний	-18,0/-14,5	-6,0/-3,7
Средний	-10,8/-8,7	-3,6/-2,2
Нижний	-3,6/-2,9	-1,2/-0,7

для трёх слоёв льда (при этом толщина каждого слоя равна трети общей толщины льда). Отметим, что в данных расчётах мы приняли толщину снега нулевой и отождествили температуру поверхности льда с температурой воздуха. Это было сделано для минимизации экранирующего эффекта снежного покрова и чтобы в последующих расчётах прочностных характеристик можно было бы более явно установить влияние потепления на прочностные характеристики. Результаты выполненных нами расчётов температуры льда приведены в табл. 3. С помощью методики определения прочностных характеристик льда, изложенной в работе [11], и с использованием данных по температуре льда (см. табл. 3) мы провели расчёт пределов прочности при одноосном сжатии и изгибе для ровного пресного льда (призматической структуры), характерного для северной части Обской губы. Расчётные значения предела прочности приведены в табл. 4. Отметим, что по методике из СП 38 [11] прочность при изгибе рассчитывается на основании прочности при сжатии в нижнем слое ледяного покрова.

Затем при помощи методики определения прочностных характеристик льда [12], с использованием данных по температуре льда из табл. 3, по номограммам мы рассчитали пределы прочности ровного льда при одноосном сжатии и изгибе. Значения прочности были получены также для пресноводного льда призматической структуры. Доверительный интервал для послойной прочности определён по методике из работы [11]. Расчёт предела прочности льда при изгибе по методике работы [12] выполнялся без использования прочности льда при сжатии. Сначала по температуре льда послойно рассчитывалась прочность при изгибе малых балочек, по которым определялась средняя по толщине льда прочность при изгибе малых образцов (солёность льда равна 0‰). Затем прочность

Таблица 4. Расчётные значения предела прочности ровного льда при одноосном сжатии и изгибе по СП 38 13330 2012 [11] (*жирным курсивом*) и по методике В.В. Богородского [12] для периода 1980 г. (числитель) и 2017 г. (знаменатель)

Предел прочности	Слой льда	Период	
		максимальной прочности льда	максимального развития льда
Сжатие, МПа	Верхний	<i>5,6±0,6/5,1±0,5</i> 4,8±0,5/4,6±0,4	<i>4,0±0,4/3,8±0,4</i> 3,8±0,4/3,3±0,4
	Средний	<i>4,7±0,4/4,3±0,4</i> 4,3±0,4/4,1±0,4	<i>3,6±0,4/3,0±0,3</i> 3,3±0,4/2,8±0,3
	Нижний	<i>3,6±0,4/3,2±0,4</i> 3,3±0,4/3,1±0,3	<i>2,3±0,3/2,0±0,3</i> 2,2±0,3/1,7±0,2
	Вся толща	<i>5,20/4,70</i> 4,70/4,30	<i>3,80/3,50</i> 3,50/3,00
Изгиб, МПа	Вся толща	<i>1,60/1,44</i> 0,38/0,35	<i>1,05/0,92</i> 0,32/0,29

малых балочек с учётом масштабного эффекта пересчитывалась в прочность больших балок со стороной квадратного сечения, равной толщине льда. На последнем этапе прочность при изгибе больших балок пересчитывалась в прочность при изгибе консолей на плаву, выпиленных на всю толщину льда.

Дискуссия

Остановимся на ряде моментов, которые влияют на получаемые в ходе выполнения исследований результаты проведённых расчётов, но прямо не сказываются на оценке получаемых различий для разных периодов. Итак, все три приведённые эмпирические формулы (1)–(3), связывающие толщину припайного льда с суровостью климатических условий, в своё время были получены разными исследователями для объекта морской (солёный) лёд. В нашем случае Обская губа (её северная часть) представляет собой довольно распреснённый водоём с условиями, значительно отличающимися от морских. Расчётные толщины льда, полученные нами в ходе исследования, получились несколько меньше наблюдаемых, что, по-видимому, связано с использованием нами фиксированной толщины снежного покрова на льду, а также со спецификой расчёта толщины льда по приведённым эмпирическим формулам на большую временную длительность.

С учётом всего этого вопрос о применимости указанных эмпирических формул остаётся открытым, но, поскольку наша задача — сравнение результатов расчётов толщины припайного льда для разных лет, то в этом случае для корректного сравнения гораздо важнее пользоваться единой методикой (для каждого из периодов), что и было нами сделано. Применение более совершенного метода расчёта толщины льда — термодинамического моделирования (например, [14, 15]) — в данном случае вряд ли дало бы ощутимый выигрыш в точности, но однозначно сильно усложнило бы проведение самих расчётов.

В наших исследованиях основной фактор, влияющий на прочностные характеристики льда, — температура. Поскольку у нас нет достаточных сведений о пространственно-временном распределении солёности льда и его изменениях за последние десятилетия, а также отсутствуют сведения о структурных особенностях льда северной части Обской губы, в рамках настоящего исследования мы принимаем их неизменными (стационарными) во времени за весь рассматриваемый период.

Расчётные значения пределов прочности ровного льда при сжатии в целом неплохо согласуются с результатами экспедиционных наблюдений. При этом значения, согласно расчётам с использованием методики из работы [11], несколько выше наблюдаемых. Расчётные значения пределов прочности ровного льда при изгибе,

полученные двумя разными методами, различаются между собой в 3–5 раз. При этом оценки прочности в табл. 4 оказались чрезмерно консервативными по отношению к оценкам на основе полевых (экспедиционных) исследований в данном районе. Оценки же прочности в табл. 4 существенно занижены по сравнению с оценками по данным полевых работ.

Выводы

Установлено, что в северной части Обской губы за последние 40 лет довольно существенно изменились отдельные характеристики припайного льда. Так, оценки толщин ровного припайного льда, сделанные по простым эмпирическим формулам (в зависимости от суммы градусо-дней мороза), показывают, что в Обской губе толщина льда уменьшилась в среднем на 10–15%. Снижение прочностных характеристик льда (на изгиб и одноосное сжатие) для периода максимальной прочности льда и периода максимального развития льда достигло по выполненным расчётам 10–12%. И те, и другие приведённые оценки позволяют сделать вывод, что снижение толщины и прочности ледяного покрова, наблюдаемые в последние года на акватории северной части Обской губы, несомненно способствуют продолжению и расширению хозяйственной активности в указанном регионе.

Литература

1. Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации: Т. 1, 2. М.: изд. Росгидромета, 2008. 288 с.
2. Arctic climate impact assessment. ACIA Overview report. Cambridge: Cambridge University Press, 2005. 1020 p.
3. Miller F.L., Barry S.J. Snow, Water, Ice and Permafrost in the Arctic (SWI-PA) // Climate Change and the Cryosphere. Arctic Monitoring and Assessment Programme. Oslo, Norway, 2011. 538 p.
4. Rothrock D.A., Yu Y., Maykut G.A. Thinning of the Arctic sea ice cover // Geophys. Research Letters. 1999. V. 26. № 23. P. 3469–3472.
5. Kwok R., Rothrock D.A. Decline in Arctic sea ice thickness from submarine and ICESat records: 1958–2008 // Geophys. Research Letters. 2009. V. 36. L15501. doi: 10.1029/2009GL039035.

References

1. *Otsenochnyi doklad ob izmeneniyakh klimata i ikh posledstviyakh na territorii Rossiyskoy Federatsii*. Assessment report on climate change and its effects on the territory of the Russian Federation: T. 1, 2. M.: Rosgidromet, 2008: 288 p. [In Russian].
2. Arctic climate impact assessment. ACIA Overview report. Cambridge: Cambridge university press, 2005: 1020 p.
3. Miller F.L., Barry S.J. Snow, Water, Ice and Permafrost in the Arctic (SWI-PA). Climate Change and the Cryosphere. Arctic Monitoring and Assessment Programme. Oslo, Norway, 2011: 538 p.
4. Rothrock D.A., Yu Y., Maykut G.A. Thinning of the Arctic sea ice cover. Geophys. Research Letters. 1999. 26 (23): 3469–3472.
5. Kwok R., Rothrock D.A. Decline in Arctic sea ice thickness from submarine and ICESat records: 1958–2008. Geophys. Research Letters. 2009, 36: L15501. doi: 10.1029/2009GL039035.
6. Polyakov I.V., Walsh J.E., Kwok R. Recent changes of Arctic multiyear sea ice coverage and the likely causes.

6. Polyakov I.V., Walsh J.E., Kwok R. Recent changes of Arctic multiyear sea ice coverage and the likely causes // Bulletin of the American Meteorological Society. 2012. P. 145–151. doi: 10.1175/BAMS-D-11-00070.1.
7. Kwok R., Cunningham G.F., Wensnahan M., Rigor I., Zwally H.J., Yi D. Thinning and volume loss of the Arctic Ocean sea ice cover: 2003–2008 // Journ. of Geophys. Research. 2009. V. 114. C07005. doi: 10.1029/2009JC005312.
8. СП 11.114.2004. Свод правил по инженерным изысканиям для строительства. Инженерные изыскания на континентальном шельфе для строительства морских нефтегазопромысловых сооружений. М.: ФГУП «ПНИИС», 2004. 88 с.
9. Зубов Н.Н. Льды Арктики. М.: изд. Главсевморпути, 1945. 424 с.
10. Морской лед: Справочное пособие. СПб.: Гидрометеиздат, 1997. 402 с.
11. СП 38.13330.2012 «Нагрузки и воздействия на гидротехнические сооружения (волновые, ледовые и от судов). Актуализированная редакция СНиП 2.06.04–82». М.: Минрегион России, 2012. 116 с.
12. Методическое письмо по расчету пределов прочности льда. Л.: изд. ААНИИ, 1983. 50 с.
13. Гладков М.Г., Петров И.Г., Федоров Б.А. Схема расчета предела прочности льда // Тр. ААНИИ. 1983. Т. 379. С. 75–88.
14. Андреев О.М., Иванов Б.В. Параметризация радиационных процессов в модели ледяного покрова // Метеорология и гидрология. 2001. № 2. С. 81–88.
15. Андреев О.М., Кубышкин Н.В., Виноградов Р.А., Нестеров А.В. Термодинамическое моделирование припайных льдов в устьевых участках Оби и Енисея // Динамика и термика рек, водохранилищ и прибрежной зоны моря: Тр. VIII Междунар. науч.-практич. конф. Т. 1. М., 2014. С. 309–318.
- Bulletin of the American Meteorological Society. 2012: 145–151. doi: 10.1175/BAMS-D-11-00070.1.
7. Kwok R., Cunningham G.F., Wensnahan M., Rigor I., Zwally H.J., Yi D. Thinning and volume loss of the Arctic Ocean sea ice cover: 2003–2008. Journ. of Geophys. Research. 2009, 114: C07005. doi: 10.1029/2009JC005312.
8. СП 11.114.2004. Свод правил по инженерным изысканиям для строительства. Инженерные изыскания на континентальном шельфе для строительства морских нефтегазопромысловых сооружений. М.: FSUE «ПНИИС» Gosstroy Russia, 2004: 88 p. [In Russian].
9. Zubov N.N. L'dy Arktiki. Ice of the Arctic. Moscow: Publisher of Glavsevmorput, 1945: 424 p. [In Russian].
10. Morskoy led. Spravochnoye posobiye. Sea ice. Reference Guide. Saint-Petersburg: Hydrometeoizdat, 1997: 402 p. [In Russian].
11. СП 38.13330.2012. Nagruzki i vozdeystviya na gidrotekhnicheskiye sooruzheniya (volnovyye, ledovyye i ot sudov). Aktualizirovannaya redaktsiya SNIP 2.06.04–82. Loads and impacts on hydraulic structures (wave, ice and from ships). Updated edition COD 2.06.04–82. Moscow: Minregion of Russia, 2012: 116 p. [In Russian].
12. Metodicheskoye pis'mo po raschetu predelov prochnosti l'da. Methodical letter on the calculation of the strength of ice. Leningrad: AARI, 1983: 50 p. [In Russian].
13. Gladkov M.G., Petrov I.G., Fedorov B.A. The scheme for calculating the strength of ice. Trudy AANII. AARI works. 1983, 379: 75–88. [In Russian].
14. Andreev O.M., Ivanov B.V. Parameterization of radiation processes in the ice cover model Meteorologiya i gidrologiya. Meteorology and Hydrology. 2001, 2: 81–88. [In Russian].
15. Andreev O.M., Kubyshekin N.V., Vinogradov R.A., Nesterov A.V. Thermodynamic modeling of fast ice in the mouth of the Ob and Yenisei. Dinamika i termika rek, vodokhranilishch i pribrezhnoy zony morya. Trudy VIII Mezhdunarodnoy nauchno-prakticheskoy konferentsii: T. 1. Dynamics and thermals of rivers, reservoirs and the coastal zone of the sea: Proceedings of the VIII International Scientific Practical Conference: T. 1. Moscow, 2014: 309–318. [In Russian].

Влияние метеорологических условий на формирование ледового режима Онежского озера

© 2019 г. В.Н. Баклагин

Институт водных проблем Севера, Карельский научный центр РАН, Петрозаводск, Россия
slava.baklagin@mail.ru

Influence of meteorological conditions on the formation of ice regime of the Lake Onega

V.N. Baklagin

Institute of Northern Water Problems, Karelian Research Centre, Russian Academy of Sciences, Petrozavodsk, Russia
slava.baklagin@mail.ru

Received December 7, 2018 / Revised March 29, 2019 / Accepted June 13, 2019

Keywords: *air temperature, ice regime, Lake Onega, snow depth.*

Summary

The formation of the ice regime on large lakes is mostly determined by the complex meteorological processes occurring over the water area. Previous studies of the air temperature influence on the ice regime formation on the Lake Onega were based on observational data on the state of the ice cover in the Petrozavodsk Bay, as well as the materials of the rare missions of aerial reconnaissance performed in the second half of the XX century. So, it was necessary to revise the previously established dependencies using the present-day satellite data for 2000–2018, and to determine the nature of influence of other meteorological factors, among which a thickness of the snow cover on the Lake area. The authors obtained regularities of changes in the characteristic dates (complete freeze-up – ± 5 days/ $^{\circ}\text{C}$ and final clearing of ice – ± 3 days/ $^{\circ}\text{C}$) of the ice regime on the Lake Onega, depending on changes in the average air temperature that preceded these dates (autumn and spring) for the period of two months. The regression equations to calculate these dates on the basis of the previous three- and four-month periods from the data of 2000–2018 are also given. Relative to the above mentioned results for the previous period, a certain shift by a month ahead of two- and three- period exerting influence on the date of the complete freeze-up is noted. Dependencies to calculate the cumulative daily temperatures for the period of the ice regime formation (the beginning of the formation of ice phenomena, complete freeze-up phase, the beginning of the break-up phase, clearing of the ice) were also deduced. Together with the data on the expected air temperature over the Lake these dates provide a potential possibility to estimate (predict) the characteristic dates of the ice regime. The significant influence of the average snow cover thickness on the process of destruction of the ice cover was shown, and the nature of the statistical relationship (along with the air temperature) was also determined.

Citation: Baklagin V.N. Influence of meteorological conditions on the formation of the ice regime at the Lake Onega. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2019. 59 (4): 546–556. [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-4-413>.

Поступила 7 декабря 2018 г. / После доработки 29 марта 2019 г. / Принята к печати 13 июня 2019 г.

Ключевые слова: *ледовый режим, Онежское озеро, температура воздуха, толщина снежного покрова.*

Установлены статистические взаимосвязи между метеорологическими параметрами (температура воздуха, снегонакопление) и характеристиками ледового режима Онежского озера за 2000–2018 гг. Приведены регрессионные уравнения для расчёта характерных дат ледового режима, а также сумм накопления положительных и отрицательных температур воздуха над его акваторией во время формирования ледяного покрова.

Введение

Ледяной покров на озёрах существенно влияет на различные обменные процессы между атмосферой и водной поверхностью: снижает поступление солнечного света в водные массы, необходимого для фотосинтеза, а также затрудняет теплообмен и насыщение воды кислородом. Условия развития ледового режима на озёрах определяют продолжи-

тельность навигационного периода, а также возможность транспортировки людей и/или грузов по установившемуся льду [1–3]. Сведения, полученные при оценке характеристик ледового режима, применимы в климатических моделях, а также могут быть использованы для прогнозирования сроков замерзания и вскрытия озёр [2, 4]. Процессы формирования и разрушения ледяного покрова на крупных озёрах во многом определяются ком-

плексом метеорологических процессов, происходящих над акваторией озёр [2, 5]. Именно поэтому исследования, посвящённые влиянию климатических факторов на многолетнюю изменчивость ледового режима озёр, имеют большой научный интерес. Основная тенденция при оценке влияния изменения климата на многолетнюю изменчивость ледового режима крупных озёр — снижение продолжительности периода ледовых явлений в результате глобального потепления последних десятилетий [6–9]. При этом в работе [10] отмечается, что лёд крупных озёр — чувствительный индикатор изменения климатических условий, причём более надёжный, чем температура воздуха.

Онежское озеро — одно из крупнейших озёр Европы, площадь его акватории составляет 9720 км². Выявление закономерностей формирования ледового режима Онежского озера имеет большое значение при решении региональных практических задач, связанных с организацией транспортного водного сообщения между крупными населёнными пунктами, среди которых — Петрозаводск, Медвежьегорск, Кондопога, Повенец, Вытегра, Вознесенье, а также на трассах Беломоро-Балтийского и Волго-Балтийского водных путей [2].

Исследования многолетней изменчивости ледового режима озёр на территории Республики Карелия, в том числе Онежского озера, описаны в работе [8], авторы которой установили, что за 1950–2009 гг. продолжительность ледовых явлений на Онежском озере снизилась более чем на 20 дней. Установленные закономерности при оценке влияния температуры воздуха на формирование и разрушение ледяного покрова показывают, что для Онежского озера средние значения температуры воздуха в течение двух месяцев с ноября по декабрь лучше всего отражают даты замерзания, а с апреля по май — даты вскрытия. При этом изменение средней температуры воздуха на ± 1 °C способствует изменению дат замерзания на $\pm 4 \div 6$ дней, а дат вскрытия на $\pm 3 \div 4$ дня [8]. Результаты этих исследований получены по данным визуальных наблюдений за состоянием ледяного покрова озёр с постов наблюдений Росгидромета России. Это применимо к небольшим озёрам, которые полностью попадают в зону видимости наблюдателей постов. Для Онежского озера наблюдения ведутся только за состоянием ледяного покрова Петрозаводской губы, площадь акватории которой составляет менее 2% площади аква-

тории всего озера, что не показательно при оценке характерных сроков ледового режима.

В работе [2] для получения данных о многолетней изменчивости ледового режима Онежского озера использованы результаты ледовых авиаразведок, выполненных отделом авиационных исследований Северо-Западного территориального управления по гидрометеорологии и мониторингу природной среды за период 1955–1990 гг. На основе этих данных установлены связи характерных сроков и продолжительности ледовых явлений с температурой воздуха (на ГМС Петрозаводск) и значениями индекса NAO (Northern Atlantic Oscillation — Североатлантическое колебание), что также имеет большой научный интерес. Данные, полученные при картировании ледяного покрова Онежского озера и использованные в работе [2], имеют недостаточный временной шаг для достоверной оценки характерных сроков ледового режима и анализа хронологического хода ледовитости (5–10 авиаразведок за период ледообразования), поскольку скорость изменения ледовитости Онежского озера может достигать нескольких десятков процентов за сутки. Максимальное изменение ледовитости Онежского озера за сутки в 2000–2018 гг. составляет 62,5% (зафиксировано датчиком MODIS с 8 по 9 января 2016 г.).

Современные методы получения информации о ледяном покрове озёр предполагают использование данных спутниковых наблюдений [1, 3, 4]. В последние несколько лет с помощью спутников выполняется ежедневная съёмка Земли в различных диапазонах (видимом, инфракрасном, микроволновом) и накоплен большой объём данных, в том числе и о снежном и ледяном покровах планеты. Необходимо актуализировать имеющиеся исследования [2, 8] путём применения современных спутниковых данных и уточнить ранее установленные связи. Следует проанализировать возможное влияние не только температурного режима, но и других метеорологических факторов (ветер и толщина снежного покрова) на процессы формирования и разрушения ледяного покрова Онежского озера, поскольку данный вопрос недостаточно затронут в имеющихся работах. Цель настоящего исследования — установить статистические взаимосвязи между метеорологическими параметрами и характеристиками ледового режима Онежского озера, рассчитанными на основе спутниковых данных за период 2000–2018 гг.

Материалы и методы

Определение характерных сроков ледового режима Онежского озера. Площади ледовых образований на Онежском озере могут изменяться стремительно (до 63% за сутки), поэтому расчёт характеристик ледового режима Онежского озера за 2000–2018 гг. выполнен на основе суточного ряда значений ледовитости, полученного по ежедневным данным спутниковых наблюдений. Авторы статьи использовали наборы спутниковых данных, предоставленные: Национальной воздухоплавательной и космической администрацией США NASA (датчик MODIS, с пространственным разрешением до 250 м); Национальным центром данных по снегу и льду NSIDC (4–6 км); Центром спутниковых приложений и исследований NOAA NESDIS (4–6 км). Методика формирования суточного ряда значений ледовитости Онежского озера на основе этих наборов данных с минимизацией погрешности при определении ледовитости приведена в работе [11].

Начало установления полного ледостава в данном исследовании не всегда фиксировалось

при достижении значения ледовитости 100%. В отдельные годы в процессе формирования льда на акватории Онежского озера из-за сильного ветра образовывались крупные трещины (с появлением участков акватории, свободных ото льда), которые в результате термогидродинамических процессов длительное время не покрывались льдом (от трёх до семи дней). Поскольку данное исследование предусматривает установление влияния метеоусловий на ледовый режим Онежского озера, во избежание погрешностей, связанных с сильным ветром, считалось, что в подобных случаях дата полного ледостава соответствует моменту времени, когда акватория озера полностью покрыта льдом, за исключением образовавшихся трещин (значение ледовитости соответствует 93–98%). В некоторые годы вскрытию Онежского озера предшествовало незначительное разрушение льда в районе Свирской губы, поэтому в эти годы дата начала вскрытия фиксировалась при значении ледовитости 99%. Именно поэтому характерные даты ледового режима (рис. 1) в некоторые годы незначительно отличаются (не более восьми дней)

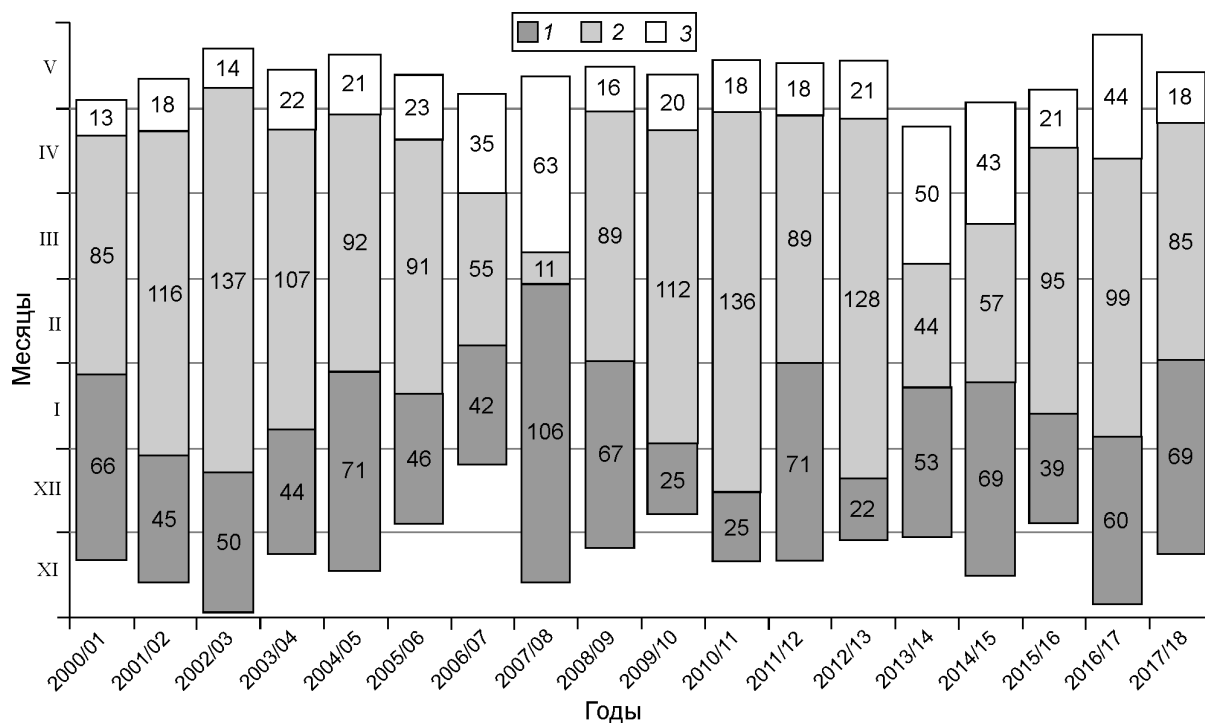


Рис. 1. Даты начала конца и продолжительности (с указанием числа дней) периодов формирования (1), разрушения (3) ледяного покрова и полного ледостава (2) на Онежском озере за период 2000–2018 гг.

Fig. 1. The dates of the beginning and the ending of phases as well as the duration of the phases (the number of days is indicated) of ice formation (1), complete freeze-up (3) and break-up (2) on Lake Onega for the period 2000–2018

от приведённых в работе [11]. За исследуемый интервал времени (2000–2018 гг.) продолжительность периода ледовых явлений варьировала в диапазоне 132–203 дня при среднем значении 171 день, коэффициент вариации равен 10%, период полного ледостава составляет от 11 до 137 дней при среднем значении 90 дней, коэффициент вариации – 36%.

Для комплексной оценки изменения ледовитости в период ледовых явлений были рассчитаны суммы суточных значений ледовитости за каждый период ледовых явлений по формуле $\sum ice = \sum_{k=1}^n ice_k$, где ice_k – значение ледовитости в k -й день периода ледовых явлений, n – продолжительность периода ледовых явлений. Величины $\sum ice$ и RICI (относительный показатель ледяного покрова – Relative ice cover index (RICI), методика расчёта которых использована для оценки ледового режима Ладожского озера [1], схожи, поскольку значения RICI для каждого года получены нормированием величины $\sum ice$ на среднее значение $\overline{\sum ice}$ за некий рассматриваемый период. Однако для установления статистических связей в настоящем исследовании нет необходимости в нормировании величин $\sum ice$.

Оценка метеоусловий над акваторией Онежского озера. В настоящем исследовании использованы ежедневные данные о среднесуточной температуре воздуха, осадках, толщине снежного покрова за период 2000–2017 гг., полученные в метеорологических пунктах наблюдений у городов Петрозаводск и Вытегра и предоставленные ВНИИГИ-МЦД (<http://meteo.ru>). Ежедневные данные о среднесуточной температуре воздуха, среднесуточной скорости ветра за период 2000–2018 гг., полученные в метеорологических пунктах наблюдений у городов Петрозаводск, Медвежьегорск, Вытегра, Пудож, предоставлены Национальным центром климатических данных NOAA США (NCDC NOAA) (<ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/noaa/>). Метеоусловия над акваторией Онежского озера оценивали путём осреднения метеопараметров, полученных в равно удалённых друг от друга пунктах наблюдений на побережье озера (рис. 2): у городов (с индексом ВМО) Петрозаводск (22820), Медвежьегорск (22721), Вытегра (22837), Пудож (22831). Выбор нескольких пунктов наблюдений для оценки метеопараметров обусловлен разными



Рис. 2. Расположение метеорологических пунктов наблюдений на побережье Онежского озера

Fig. 2. The location of meteorological observation points on the coast of Lake Onego

ми климатическими условиями, формирующимися в каждой части акватории озера, что связано со значительной протяжённостью Онежского озера (с севера на юг – 248 км, с запада на восток – 96 км). Так, среднее значение температуры воздуха по данным ВНИИГИ-МЦД и NCDC NOAA за период 2000–2017 гг. в районе г. Медвежьегорск составляет 3,11 °С, г. Петрозаводск – 3,89 °С, г. Вытегра – 4,06 °С.

Среднегодовые значения всех рассматриваемых метеопараметров рассчитывались за период с 1 июня текущего года по 31 мая следующего года. Это связано с тем, что к 31 мая Онежское озеро всегда полностью освобождается ото льда.

Таким образом, учтено влияние метеопараметров не только во время всего периода ледовых явлений, но и в предшествующий ему безледоставный период, который также играет важную роль при формировании ледового режима озёр.

Даты начала и окончания периодов с суммами накопления положительных $\sum T_+$ и отрицательных температур $\sum T_-$ воздуха определялись

из условия $\sum_{t_1}^{t_2} |T_t| \rightarrow \max$, где t_1, t_2 — соответ-

ственно даты начала и конца периодов в текущем гидрологическом году, T_t — среднесуточная температура воздуха на дату t . Согласно расчётам, за период 2000–2018 гг. даты перехода температуры воздуха над акваторией Онежского озера через 0°C к отрицательным значениям находятся в диапазоне от 14 октября до 25 ноября, к положительным — от 4 марта до 21 апреля. Среднее значение продолжительности периода с суммами накопления положительных (тёплого сезона) температур воздуха составляет 220 дней, отрицательных (холодного сезона) — 144 дней, что согласуется с результатами работы [12]. Средняя продолжительность периода ледовых явлений на Онежском озере (171 день) больше продолжительности периода суммарного накопления отрицательных температур воздуха над его акваторией. Статистические характеристики сумм накопления положительных и отрицательных температур воздуха над акваторией Онежского озера за 2000–2018 гг. приведены на рис. 3.

Таблица 1. Температурный режим над акваторией Онежского озера в разные временные периоды

Период	Среднее значение температуры воздуха, $^\circ\text{C}$		Разность, $^\circ\text{C}$
	1936–1999 гг.	2000–2018 гг.	
За год	2,7	3,6	0,9
Тёплый сезон	9,6	10,4	0,8
Холодный сезон	–8,2	–6,8	1,4

Расчёты показали, что за период 2000–2018 гг. максимальные абсолютные значения сумм накопления положительных температур воздуха над акваторией Онежского озера $\sum T_{+\max}$ колебались от 1932 до 2527 $^\circ\text{C}$, а отрицательных температур $\sum T_{-\max}$ — от –1520 до –553 $^\circ\text{C}$. Согласно анализу метеоусловий, над акваторией Онежского озера температурный фон в период 2000–2018 гг. был в среднем выше на $0,9^\circ\text{C}$ по сравнению с периодом 1936–1999 гг. (с использованием ежедневных данных ВНИИГИ-МЦД о средней температуре воздуха за период 1936–1999 гг.) (табл. 1). При этом повышение среднего значения температуры воздуха в 2000–2018 гг. обусловлено в основном тёплыми зимами, часто повторяющимися в последние годы.

Кроме того, холодные сезоны значительно отличаются друг от друга по температурному режиму (коэффициент вариации $\sum T_{-\max}$ за 2000–2018 гг. составляет 32%), в то время как в тёплые сезоны средняя температура воздуха не так изменчива (коэффициент вариации $\sum T_{+\max}$ за 2000–2018 гг. составляет 7%).

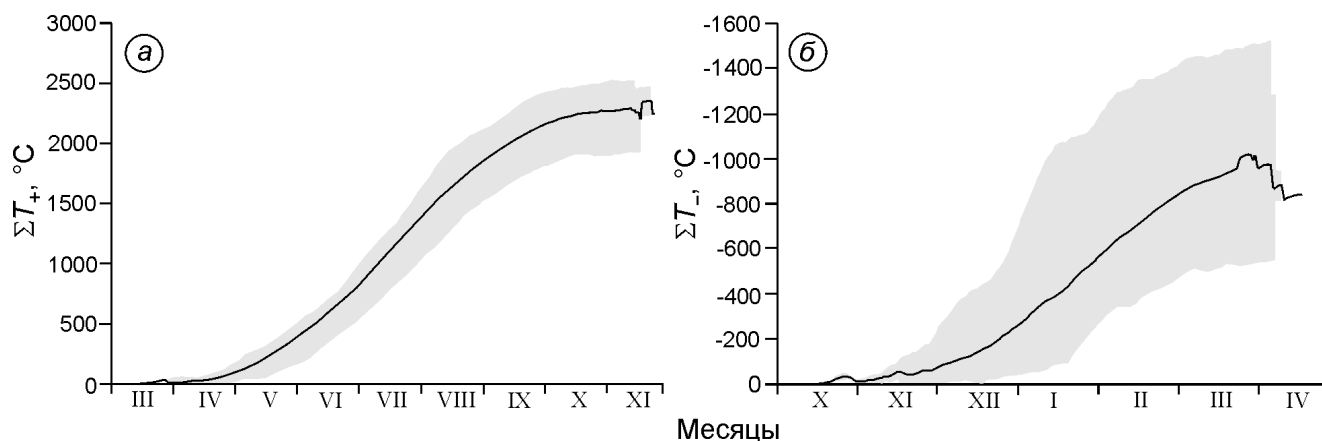


Рис. 3. Интегральные кривые положительных (а) и отрицательных (б) температур воздуха над акваторией Онежского озера с коридором колебаний за 2000–2018 гг.

Fig. 3. Integral curves of positive (a) and negative (b) air temperatures over Lake Onego with the corridor of vibrations for the period 2000–2018

Средние значения скорости ветра над акваторией Онежского озера каждый месяц приблизительно одинаковы (1,78 м/с). Ежедневные данные о скорости ветра, полученные в четырёх рассматриваемых пунктах метеонаблюдений, значительно отличаются друг от друга. Например, коэффициент парной корреляции ежедневных рядов среднесуточных скоростей ветра в районах городов Медвежьегорск и Вытегра за 2000–2018 гг. составляет лишь 0,43, в то время как для аналогичных рядов среднесуточных температур воздуха коэффициент парной корреляции равен 0,97. Согласно данным метеонаблюдений, в 2000–2018 гг. в южной и юго-восточной частях Онежского озера снегонакопление было практически одинаковым. Средняя толщина снежного покрова у городов Петрозаводск и Вытегра, накопленная за холодный сезон, составила 47 см, минимальная – 28 см (2017 г.), максимальная – 62 см (2004 г.). В настоящем исследовании в качестве толщины снежного покрова на площади озера принимались осреднённые значения, полученные в метеорологических пунктах у городов Петрозаводск и Вытегра.

Результаты и обсуждения

Наиболее значимый метеопараметр, влияющий на формирование ледового режима озера, – температура воздуха над его акваторией [1–3, 8]. Корреляционный анализ показал, что величины Σice , продолжительность ледостава D (дни) и периода ледовых явлений L (дни) на Онежском озере имеют весьма тесные (в меньшей степени с L) корреляционные связи со среднегодовым значением температуры воздуха над его акваторией $\bar{T}$ (коэффициенты парной корреляции соответственно составляют $-0,89$, $-0,83$ и $-0,50$). При этом наиболее тесная корреляционная связь наблюдается между величинами $\bar{T}$ и Σice . В результате регрессионного анализа установлены соотношения, связывающие величины Σice и D (дни) со среднегодовым значением температуры воздуха над акваторией озера $\bar{T}$, °C:

$$\begin{aligned}\Sigma ice &= -0,548\bar{T}^2 - 17,566\bar{T} + 188,649; \\ D &= -3,894\bar{T}^2 - 3,782\bar{T} + 157,531.\end{aligned}$$

Коэффициенты детерминации полученных регрессионных моделей равны соответственно 0,80 и 0,70.

Таблица 2. Закономерности изменения характерных дат (даты установления ледостава и полного очищения) ледового режима на Онежском озере в зависимости от изменения средней температуры воздуха за разные периоды

Период	Коэффициент парной корреляции	Изменения дат при изменении средней температуры воздуха на ± 1 °C, дни	
		1950–2009 гг.	2000–2018 гг.
Ноябрь–декабрь	0,76	$\pm 4 \div 6$	± 5
Декабрь–январь	0,88	—*	± 5
Апрель–май	$-0,52$	$\pm 3 \div 4$	± 3
Апрель	$-0,59$	—	± 3

*Прочерки здесь и в табл. 4 означают, что данная информация не указывалась в публикациях [2, 8]; возможно, расчёты для приведённых периодов не выполнялись.

В результате корреляционного и регрессионного анализов установлены зависимости изменения характерных дат ледового режима Онежского озера от температурного режима над его акваторией. Уравнение множественной регрессии для расчёта даты начала формирования ледовых образований на Онежском озере имеет следующий вид (коэффициент детерминации – 0,56):

$$D_{freezing} = 0,049\bar{T}_{XI} + 2,293\bar{T}_{XI} + 1,374\bar{T}_X - 5,402\bar{T}_{IX} - 1,927, \quad (1)$$

где $D_{freezing}$ – продолжительность периода с 1 октября до начала формирования ледовых образований, дни; $\bar{T}_i$ – средняя температура воздуха над акваторией озера в i -й месяц, °C.

Тесная статистическая связь (коэффициент парной корреляции 0,76) установлена также между средней температурой воздуха за двухмесячный период (с ноября по декабрь $\bar{T}_{XI-XII}$) и датами начала установления ледостава на озере в 2000–2018 гг. Получена зависимость изменения этих дат от величины $\bar{T}_{XI-XII}$, которая согласуется с результатами подобного исследования ледового режима Онежского озера за период 1950–2009 гг. [8] (табл. 2). Опытным путём установлено, что наиболее тесную корреляционную связь (0,88) с датами начала установления ледостава на Онежском озере в 2000–2018 гг. имеет средняя температура воздуха над его акваторией за более поздний, по сравнению с исследованиями работы [8], двухмесячный период – с декабря по январь $\bar{T}_{XII-I}$ (см. табл. 2).

Учёт влияния температур воздуха за четырёхмесячный период (октябрь–январь) по сравнению с периодом, рассматриваемым в исследовании

довании ледового режима Онежского озера за 1955–1990 гг. (октябрь–декабрь) [2], позволил улучшить качество регрессионной модели (коэффициент детерминации увеличился с 0,74 до 0,80) для расчёта даты установления полного ледостава на Онежском озере D_{ice} (без учёта индекса NAO):

$$D_{ice} = 1,572\bar{T}_I + 2,703\bar{T}_{XII} - 0,331\bar{T}_{XI} + 1,071\bar{T}_X + 134,420. \quad (2)$$

Смещение периода, влияющего на дату формирования ледостава, на месяц вперёд по сравнению с рассматриваемыми периодами в исследованиях [2, 8] (трёх- и двухмесячного соответственно), возможно, связано с поздними датами установления ледостава на Онежском озере в 2000–2018 гг. (в среднем 16 января), чем в предшествующие годы в результате существующей тенденции к сокращению продолжительности периода ледовых явлений на крупных озёрах, обусловленной глобальным потеплением [6–9]. Кроме того, расчёты характеристик ледового режима Онежского озера в работе [8] выполнены на основе наблюдений за состоянием ледяного покрова Петрозаводской губы, которая из-за своего морфологического строения покрывается льдом гораздо раньше, чем акватория озера в целом.

Уравнение множественной регрессии для расчёта дат начала разрушения ледяного покрова на Онежском озере имеет следующий вид (коэффициент детерминации – 0,45):

$$D_{break} = -2,300\bar{T}_{III} - 1,156\bar{T}_{II} - 1,671\bar{T}_I + 10,108, \quad (3)$$

где D_{break} – продолжительность периода, начиная с 1 марта до начала разрушения ледяного покрова, дни.

Средняя по значению корреляционная связь (–0,52) установлена между датами полного очищения ото льда на Онежском озере и средней температурой воздуха за двухмесячный период (апрель–май) $\bar{T}_{IV-V}$. Значения изменения дат полного очищения озера ото льда в зависимости от изменения величины $\bar{T}_{IV-V}$, полученные при регрессионном анализе, выполненном в настоящем исследовании, несколько ниже приведённых в работе [8]. Кроме того, замечено, что незначительному увеличению значения данной статистической связи способствует учёт только апрельских температур воздуха (см. табл. 2). Приведём уравнение множественной регрессии для

Таблица 3. Коэффициенты парной корреляции максимальных H_{max} и средних $\bar{H}$ значений толщины снежного покрова на площади Онежского озера за холодный сезон с некоторыми величинами, характеризующими особенности ледового режима озера

Параметры	H_{max}	$\bar{H}$
Сумма суточных значений ледовитости за период ледовых явлений Σice	0,50	0,76
Продолжительность периода с 1 апреля до наступления полного очищения озера ото льда D_{free}	0,65	0,77
Продолжительность периода с 1 марта до начала разрушения ледяного покрова на озере D_{break}	0,52	0,65
Суммы накопления положительных температур воздуха над акваторией Онежского озера на момент полного освобождения озера ото льда ΣT_{free}	0,44	0,66
Суммы накопления положительных температур воздуха над акваторией Онежского озера на начало разрушения ледяного покрова ΣT_{break}	0,41	0,53

расчёта дат полного очищения Онежского озера ото льда (коэффициент детерминации – 0,62):

$$D_{free} = -1,039\bar{T}_V - 3,572\bar{T}_{IV} - 1,098\bar{T}_{III} + 57,209, \quad (4)$$

где D_{free} – продолжительность периода с 1 апреля до наступления полного очищения озера ото льда, дни.

Установлено значимое влияние снегонакопления (хотя и в меньшей степени по сравнению с температурой воздуха) на формирование ледового режима озера. Результаты корреляционного анализа максимального H_{max} и среднего $\bar{H}$ значения толщины снежного покрова за холодный сезон на площади озера с различными характеристиками ледового режима Онежского озера приведены в табл. 3. Заметная (по шкале Чеддока) статистическая связь между величинами $\bar{H}$ и Σice показывает, что снежный покров, образовавшийся на установившемся ледяном покрове Онежского озера, влияет на развитие ледовых образований на озере. Наличие большого объёма накопившегося снега на ледяном покрове озёр затрудняет разрушение льда в весенний период, что подтверждает тесная корреляционная связь (0,66) между величиной $\bar{H}$ и значениями сумм накопления положительных температур воздуха, необходимых для полного очищения озера ото льда ΣT_{free} . В результате при большей средней толщине снега на площади озера полное очищение наступает позднее.

Корреляционные связи величины $\bar{H}$ с различными характеристиками ледового режима

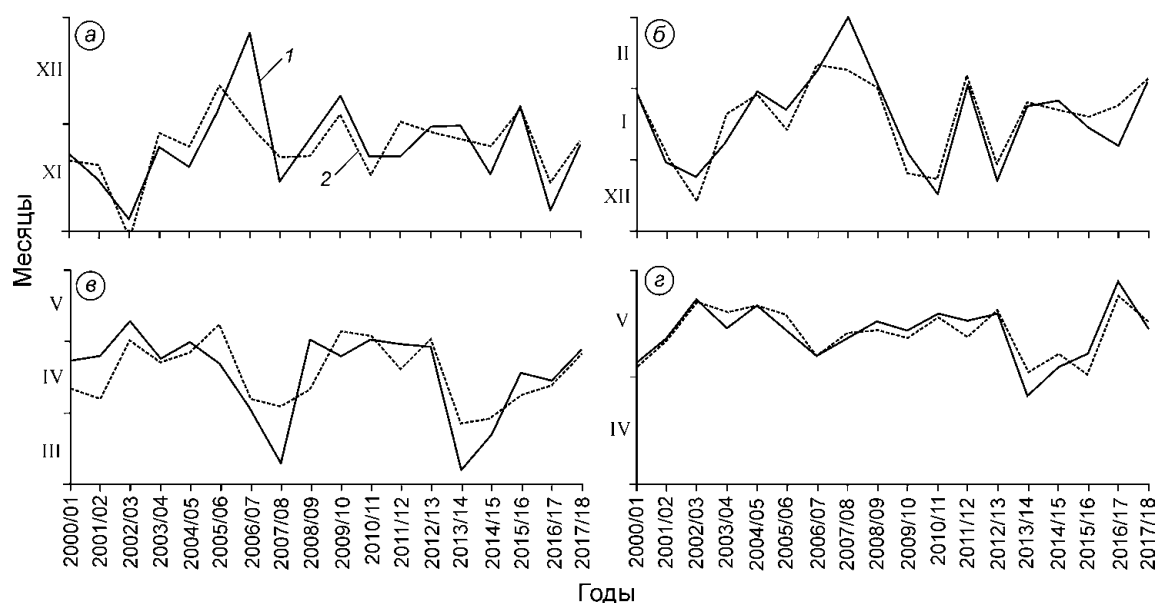


Рис. 4. Фактические (1) и расчётные даты на основе представленных регрессионных моделей (2): а – начала формирования ледовых явлений; б – начала установления ледостава; в – начала разрушения ледяного покрова; г – начала полного очищения ото льда на Онежском озере за период 2000–2018 гг.

Fig. 4. Actual (1) and predicted on the basis of the provided regression models (2) indicative dates: а – beginning of the ice phenomena formation; б – beginning of complete freeze-up phase; в – beginning of the ice rotting; г – beginning of clearing of ice on Lake Onega for the period 2000–2018

несколько выше, чем $H_{\max}$. Вероятно, это объясняется тем, что средняя толщина снежного покрова в отличие от максимального учитывает динамику снегонакопления на площади озера за весь холодный сезон, в том числе и в его начале. Снежный покров затрудняет проникновение солнечного света в толщу воды и способствует росту толщины льда, поэтому наличие снежного покрова в начале холодного сезона может способствовать образованию более толстого льда, что влияет на различные характеристики ледового режима озера. Учёт влияния величины $\bar{H}$ (см) на процессы разрушения ледовых образований на Онежском озере позволил улучшить качество регрессионных моделей для расчёта величин D_{break} и D_{free} (коэффициенты детерминации увеличились до 0,52 и 0,81 соответственно):

$$D_{break} = -1,017\bar{T}_V - 0,855\bar{T}_{IV} - 1,231\bar{T}_{III} + 1,929\bar{H} + 2,704; \quad (5)$$

$$D_{free} = -1,083\bar{T}_V - 2,073\bar{T}_{IV} - 0,082\bar{T}_{III} + 1,334\bar{H} + 44,509. \quad (6)$$

Фактические и расчётные, на основе представленных в работе регрессионных уравнений, характерные даты ледового режима Онежско-

го озера приведены на рис. 4. Средние значения абсолютных отклонений расчётных значений от фактических составляют: а) при определении даты начала формирования ледовых образований – 5–6 дней; б) при определении даты установления ледостава – 6–7 дней; в) при определении даты начала разрушения ледяного покрова – 8–9 дней; г) при определении даты полного очищения озера ото льда – 2–3 дня. Прогнозирование дат ледового режима Онежского озера с использованием полученных регрессионных уравнений для расчётов $D_{freezing}$, D_{ice} , D_{break} и D_{free} не оправдано, поскольку в большинстве случаев прогнозируемая дата предшествует используемым в качестве входных данных периодам, на которые рассчитываются средние значения температур воздуха. Например, в некоторые годы периода 2000–2018 гг. полный ледостав устанавливался в середине–конце декабря (см. рис. 1), что исключает влияние январских температур на его формирование, значения которых включены (в виде $\bar{T}_I$) в уравнение для расчёта величины D_{ice} , уравнение (2). Значительная корреляционная связь (0,88) в данном случае, вероятно, объясняется обратным влиянием установившегося ледостава на озере на снижение

Таблица 4. Значения сумм накопления температур воздуха над акваторией Онежского озера в моменты характерных дат ледового режима за разные временные периоды

Суммы накопления температур воздуха над акваторией Онежского озера, °C	Периоды	
	1955–1990 гг.	2000–2018 гг.
На начало формирования ледяного покрова $\Sigma T_{freezing}$	—	–43 ÷ –15
На момент установления полного ледостава ΣT_{ice}	–490 ÷ –290	–500 ÷ –275
На начало разрушения ледяного покрова ΣT_{break}	—	0–115
На момент полного освобождения озера ото льда ΣT_{free}	200–310	87–294

температуры воздуха над его акваторией. В связи с этим в данном исследовании выполнен анализ сумм накопления положительных и отрицательных температур воздуха характерных дат ледового режима Онежского озера, который позволит установить статистические зависимости, пригодные для адекватного прогноза характерных дат ледового режима, основанного на данных о температурном режиме периодов, предшествующих прогнозируемым датам.

Значения сумм накопления отрицательных и положительных температур воздуха в моменты характерных дат ледового режима Онежского озера за 2000–2018 гг. по сравнению с периодом 1955–1990 гг., согласно исследованиям [2], представлены в табл. 4. Рассчитанные интервалы величин ΣT_{ice} и ΣT_{free} за 2000–2018 гг. согласуются с результатами подобных исследований формирования ледового режима Онежского озера [2]. Существенные различия в значениях нижней границы интервала величины ΣT_{free} (см. табл. 4) обусловлены наличием аномально низких значений ΣT_{+} в 2013 и 2014 гг., при которых фиксировалось полное очищение Онежского озера ото льда (ΣT_{free} соответственно 87 и 92 °C). В свою очередь в эти годы вскрытию озера предшествовали аномально тёплые зимы – суммы накопления отрицательных температур воздуха за холодный сезон ΣT_{-max} имели минимальные значения за 2000–2018 гг. (около –555 °C) при среднем значении –970 °C за этот период.

Суммы накопления отрицательных температур воздуха над акваторией озера, которые требуются для появления ледовых образований $\Sigma T_{freezing}$ и установления полного ледостава на

озере ΣT_{ice} , вероятно, зависят от тепловых запасов озера на начало данного холодного сезона. Корреляционный анализ между величинами ΣT_{ice} и ΣT_{+max} над акваторией Онежского озера не выявил статистически значимой связи (коэффициент парной корреляции – 0,01). Опытным путём установлено, что величина ΣT_{ice} имеет наиболее тесную корреляционную связь со средним значением положительных температур воздуха над акваторией озера за последние 55 дней тёплого сезона (до перехода в сторону отрицательных значений) $\bar{T}_{55}$; коэффициент парной корреляции между этими величинами составляет –0,70. Коэффициент парной корреляции величин $\Sigma T_{freezing}$ и $\bar{T}_{55}$ равен –0,57. Возможно, такая заметная (по шкале Чеддока) статистическая связь объясняется тем, что высокие положительные температуры воздуха над акваторией Онежского озера в осенний период в среднем за период 2000–2018 гг. (сентябрь–октябрь) препятствуют быстрому остыванию воды в озере, сохраняя накопившееся за лето тепло. Поэтому для дальнейшего снижения температуры поверхности воды до 0 °C и процесса формирования льда требуется большее значение сумм накопления отрицательных температур воздуха ΣT_{-} . Описанное явление может иметь место в осенний период с наступлением внезапной зимы и сопровождается быстрым переходом от умеренных положительных температур воздуха (5–10 °C) к отрицательным, минуя малые положительные (0–5 °C).

В результате регрессионного анализа получены уравнения, связывающие величины $\Sigma T_{freezing}$ (°C) и $\bar{T}_{55}$ (°C) (коэффициент детерминации – 0,33), а также величины ΣT_{ice} (°C) и $\bar{T}_{55}$ (°C) (коэффициент детерминации – 0,53) для Онежского озера:

$$\Sigma T_{freezing} = 0,218 \bar{T}_{55}^2 - 5,062 \bar{T}_{55} - 7,768; \quad (7)$$

$$\Sigma T_{ice} = 3,421 \bar{T}_{55}^2 - 66,994 \bar{T}_{55} - 116,855. \quad (8)$$

Для установления статистической связи между величинами ΣT_{-max} и ΣT_{free} , а также ΣT_{-max} и ΣT_{break} для Онежского озера проведён корреляционный анализ, в результате которого выявлены значительные (по шкале Чеддока) статистические связи: коэффициент парной корреляции величин ΣT_{-max} и ΣT_{free} составляет –0,75; ΣT_{-max} и ΣT_{break} – –0,78. На основе регрессионного анализа получены уравнения, связывающие величины

$\Sigma T_{\max}$ ($^{\circ}\text{C}$), $\bar{H}$ (см) и ΣT_{free} ($^{\circ}\text{C}$) (коэффициент детерминации – 0,70), а также величины $\Sigma T_{\max}$ ($^{\circ}\text{C}$), $\bar{H}$ (см) и ΣT_{break} ($^{\circ}\text{C}$) (коэффициент детерминации – 0,78):

$$\Sigma T_{\text{break}} = -4,4703 \cdot 10^{-7} \Sigma T_{\max}^3 - 0,0015 \Sigma T_{\max}^2 - 1,6186 \Sigma T_{\max} + 0,3340 \bar{H}^2 - 9,8102 \bar{H} - 481,072, \quad (9)$$

$$\Sigma T_{\text{free}} = -4,8006 \cdot 10^{-8} \Sigma T_{\max}^3 - 0,0003 \Sigma T_{\max}^2 - 0,5960 \Sigma T_{\max} - 0,4510 \bar{H}^2 + 9,2555 \bar{H} - 161,431. \quad (10)$$

Полученные уравнения для расчёта $\Sigma T_{\text{freezing}}$, ΣT_{ice} , ΣT_{break} , ΣT_{free} с учётом данных об ожидаемой температуре воздуха потенциально могут быть использованы для прогнозирования характерных дат ледового режима Онежского озера. Средние значения абсолютных отклонений расчётных сумм накопления температур воздуха от фактических составляют: а) на начало периода формирования ледовых явлений – 5–6 $^{\circ}\text{C}$; б) на момент установления ледостава – 38–39 $^{\circ}\text{C}$; в) на начало периода разрушения ледяного покрова – 12–13 $^{\circ}\text{C}$; г) на момент полного очищения озера ото льда – 27–28 $^{\circ}\text{C}$.

Заключение

Статистический анализ взаимосвязей между метеорологическими параметрами и характеристиками ледового режима Онежского озера за 2000–2018 гг. подтвердил, что температура воздуха – наиболее значимый метеорологический фактор, влияющий на формирование ледового режима озера. Зависимости характерных дат ледового режима Онежского озера от температуры воздуха согласуются с результатами, полученными ранее в работах [2, 8], однако установлено, что в 2000–2018 гг. произошло смещение периода, влияющего на дату формирования ледостава, на месяц вперёд по сравнению со второй половиной XX в., рассмотренной в исследованиях [2, 8]. Это указывает на изменение климата, способствующее наступлению поздней зимы и, как следствие, смещению дат установления ледостава за последние десятилетия, что согласуется с концепцией глобального потепления [6–9]. Поэтому можно сделать вывод, что модели формирования ледяного покрова Онежского озера, представленные в работах [2, 8], требуют некоторой корректировки для применения их в настоящее время.

Полученные в работе уравнения для расчёта характерных дат ледового режима (1)–(6) мало пригодны для прогноза, однако их можно использовать в диагностических целях, например для реконструкции многолетних временных рядов характеристик ледового режима Онежского озера на основе имеющихся ежедневных данных о температурном режиме воздуха. Это актуально для первой половины XX в. – периода, для которого есть лишь отдельные данные о состоянии ледяного покрова Петрозаводской губы Онежского озера и материалы редких вылетов авиаразведок; спутниковые наблюдения отсутствовали. Прогнозирование характерных дат ледового режима Онежского озера потенциально возможно на основе приведённых в работе уравнений для расчёта сумм накопления температур воздуха (7)–(10) в период формирования ледового режима Онежского озера совместно с данными об ожидаемых температурах воздуха. Это может иметь практическое применение при планировании навигационного периода и организации путей водного сообщения.

Вместе с температурой воздуха значимый фактор при разрушении ледяного покрова – среднее значение толщины снежного покрова (даже более важный, чем её максимальное значение) на площади озера за зимний период. В частности, при большем среднем значении толщины снежного покрова требуется большее значение сумм накопления положительных температур воздуха для разрушения ледяного покрова озера (коэффициент корреляции – 0,66).

Благодарности. Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Президента РФ для поддержки молодых российских учёных МК-3379.2018.5. Автор выражает благодарность сотрудникам ИВПС КарНЦ РАН: главному гидрологу – Валентине Алексеевне Карпечко и ведущему гидрологу – Наталии Ивановне Махальской за консультативную помощь в подготовке материалов.

Acknowledgments. This work was supported by a grant from the President of the Russian Federation to support young Russian scientists МК-3379.2018.5. The author is grateful to the staff members of the NWPI KRC of RAS: the chief hydrologist – Karpechko Valentina Alekseevna and the leading hydrologist – Makhalskaya Natalia Ivanovna for the advice on the preparation of materials.

Литература

References

1. Karetnikov S.G., Naumenko M.A. Recent trends in Lake Ladoga ice cover // *Hydrobiologia*. 2008. V. 599. № 1. P. 41–48. doi: 10.1007/s10750-007-9211-1.
2. Сало Ю.А., Назарова Л.Е. Многолетняя изменчивость ледового режима Онежского озера в условиях нестационарности регионального климата // *Изв. РГО*. 2011. Т. 143. Вып. 3. С. 50–55.
3. Assel R., Drobot S., Croley II T.E. Improving 30-day Great Lakes ice cover outlooks // *Journ. of Hydrometeorology*. 2004. V. 5. P. 713–717. doi: 10.1175/1525-7541(2004)005<0713:IDGLIC>2.0.CO;2.
4. Baklagin V.N. Selection of parameters and architecture of multilayer perceptrons for predicting ice coverage of lakes // *Ekológia (Bratislava)*. 2017. V. 36. № 3. P. 226–234. doi: 10.1515/eko-2017-0019.
5. Dibike Y., Prowse T., Saloranta T., Ahmed R. Response of Northern Hemisphere lake-ice cover and lake-water thermal structure patterns to a changing climate // *Hydrological Processes*. 2011. V. 25. P. 2942–2953. doi: 10.1002/hyp.8068.
6. Brown L.C., Duguay C.R. The response and role of ice cover in lake-climate interactions // *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*. 2010. V. 34. Is. 5. P. 671–704. doi: 10.1177/0309133310375653.
7. Latifovic R., Pouliot D. Analysis of climate change impacts on lake ice phenology in Canada using the historical satellite data record // *Remote Sensing of Environment*. 2007. V. 106. Is. 4. P. 492–507. doi: 10.1016/j.rse.2006.09.015.
8. Efremova T.V., Palshin N.E., Zdorovenov R.E. Long-term characteristics of ice phenology in Karelian lakes // *Estonian Journ. of Earth Sciences*. 2013. V. 62. № 1. P. 33–41. doi: 10.3176/earth.2013.04.
9. Magnuson J.J., Benson B.J., Kratz T.K. Temporal coherence in the limnology of a suite of lakes in Wisconsin, U.S.A. // *Freshwater Biology*. 1990. V. 23. Is. 1. P. 145–159. doi: 10.1111/j.1365-2427.1990.tb00259.x.
10. Livingstone D.M. Break-up of alpine lakes as proxy data for local and regional mean surface air temperatures // *Climatic Change*. 1997. V. 37. Is. 2. P. 407–439.
11. Баклагин В.Н. Изменчивость ледовитости Онежского озера в период 2000–2018 гг. по спутниковым данным // *Лёд и Снег*. 2018. Т. 58. № 4. С. 552–558. doi: 10.15356/2076-6734-2018-4-552-558.
12. Nazarova L.E. Climate change and fluctuations in the Karelian-Kola region // *Environment. Technology. Resources. Proc. of the 9th Intern. Scientific and Practical Conf.* 2013. V. 1. P. 53–56. doi: 10.17770/etr2013vol1.820.
1. Karetnikov S.G., Naumenko M.A. Recent trends in Lake Ladoga ice cover. *Hydrobiologia*. 2008, 599 (1): 41–48. doi: 10.1007/s10750-007-9211-1. [In Russian].
2. Salo Yu.A., Nazarov L.E. Multiannual variability of the Onega Lake ice regime in conditions of variability of the regional climate. *Izvestiya Russkogo Geograficheskogo Obshchestva*. Proc. of the Russian Geographical Society. 2011, 143 (3): 50–55. [In Russian].
3. Assel R., Drobot S., Croley II T.E. Improving 30-day Great Lakes ice cover outlooks. *Journ. of Hydrometeorology*. 2004, 5: 713–717. doi: 10.1175/1525-7541(2004)005<0713:IDGLIC>2.0.CO;2.
4. Baklagin V.N. Selection of parameters and architecture of multilayer perceptrons for predicting ice coverage of lakes. *Ekológia (Bratislava)*. 2017, 36 (3): 226–234. doi: 10.1515/eko-2017-0019.
5. Dibike Y., Prowse T., Saloranta T., Ahmed R. Response of Northern Hemisphere lake-ice cover and lake-water thermal structure patterns to a changing climate. *Hydrological Processes*. 2011, 25: 2942–2953. doi: 10.1002/hyp.8068.
6. Brown L.C., Duguay C.R. The response and role of ice cover in lake-climate interactions. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*. 2010, 34 (5): 671–704. doi: 10.1177/0309133310375653.
7. Latifovic R., Pouliot D. Analysis of climate change impacts on lake ice phenology in Canada using the historical satellite data record. *Remote Sensing of Environment*. 2007, 106 (4): 492–507. doi: 10.1016/j.rse.2006.09.015.
8. Efremova T.V., Palshin N.E., Zdorovenov R.E. Long-term characteristics of ice phenology in Karelian lakes. *Estonian Journ. of Earth Sciences*. 2013, 62 (1): 33–41. doi: 10.3176/earth.2013.04.
9. Magnuson J.J., Benson B.J., Kratz T.K. Temporal coherence in the limnology of a suite of lakes in Wisconsin, U.S.A. *Freshwater Biology*. 1990, 23 (1): 145–159. doi: 10.1111/j.1365-2427.1990.tb00259.x.
10. Livingstone D.M. Break-up of alpine lakes as proxy data for local and regional mean surface air temperatures. *Climatic Change*. 1997, 37 (2): 407–439.
11. Baklagin V.N. Variability of the Lake Onega ice coverage in the period 2000–2018 according to the satellite data. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2018., 58 (4): 552–558. doi: 10.15356/2076-6734-2018-4-552-558. [In Russian].
12. Nazarova L.E. Climate change and fluctuations in the Karelian-Kola region. *Environment. Technology. Resources. Proc. of the 9th Intern. Scientific and Practical Conf.* 2013, 1: 53–56. doi: 10.17770/etr2013vol1.820.

Палеогляциология

УДК 551.345

<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-4-367>

Строение и формирование ледогрунтовых жил второй озёрно-аллювиальной террасы на севере Гыдана в позднем неоплейстоцене–голоцене

© 2019 г. Я.В. Тихонравова^{1,7*}, А.В. Лупачев², Е.А. Слагода^{1,3,4}, В.В. Рогов^{1,5},
А.О. Кузнецова¹, В.И. Бутаков^{1,4}, Г.В. Симонова⁶, Н.А. Таратунина⁵, Д.Р. Муллануров⁴

¹Институт криосферы Земли Тюменского научного центра СО РАН, Тюмень, Россия; ²Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, г. Пушкино, Россия; ³Тюменский государственный университет, Тюмень, Россия;

⁴Тюменский индустриальный университет, Тюмень, Россия; ⁵Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; ⁶Институт мониторинга климата и экологических систем СО РАН, Томск, Россия;

⁷Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН

*tikh-jana@yandex.ru

Structure and formation of ice-ground veins of the second lake-alluvial terrace in the North of Gydan in the late Neopleistocene–Holocene

Ya.V. Tikhonravova^{1,7*}, A.V. Lupachev², E.A. Slagoda^{1,3,4}, V.V. Rogov^{1,5}, A.O. Kuznetsova¹,
V.I. Butakov^{1,4}, G.V. Simonova⁶, N.A. Taratunina⁵, D.R. Mullanurov⁴

¹Earth Cryosphere Institute, Tyumen Scientific Centre, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Tyumen, Russia;

²Institute of Physicochemical and Biological Problems at Soil Science, Russian Academy of Sciences, Pushchino, Russia; ³Tyumen State University, Tyumen, Russia; ⁴Industrial University of Tyumen, Tyumen, Russia; ⁵Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia;

⁶Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Tomsk, Russia;

⁷Melnikov Permafrost Institute, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Yakutsk, Russia

*tikh-jana@yandex.ru

Received February 27, 2018 / Revised March 20, 2019 / Accepted June 13, 2019

Keywords: *botanical composition of peat, composite wedge, ice wedge, radiocarbon age, segregated ice, texture and structure of ice, thermokarst.*

Summary

The syngenetic ice and ice-ground composite veins in khasyrey (alas) and interalas plateaus were studied on the second lake-alluvial terrace located in the North of the Gydan Peninsula near the village of Gyda. On the basis of the radiocarbon dating, the time of formation of deposits containing veins from was established – from 16 640 to 854 BP. The peat deposits are mainly represented by the following species: *Carex* sp., *Eriophorum* sp., *Betula nana*, *Equisetum* sp., *Calamagrostis* sp., *Vaccinium vitis-idaea*, *Drepanocladus* sp., *Empetrum* sp., *Vaccinium uliginosum*, *Rubus arcticus*, *Petasites* sp. It is established that the polygonal-veined ice of khasyrey and interalas plateaus, except for vertical-striped «clean» ice, contain areas with vertical wavy streaks of ice-ground. Ice of elementary veins and segregation ice were revealed in the composition of veins according to structural and textural features in polarized light. Elementary ice veins compose «clean» ice sections of veins and segregation ice which are their ice-ground sections. Elementary veins are indicative of the predominance of the process of frost cracking during the formation of polygonal-vein ices. The presence of inclusions of ice-ground in the structure of veins points is evidence of a manifestation of local thermokarst processes under the growth of polygonal-vein ice. Ice-ground veins were formed by repeated thawing of the initial ice veins. The formation of ice-ground veins during syngenetic freezing of sediments of the second lake-alluvial terrace is related to uneven manifestation of thermokarst in different facies situations and and climate changes at the Early Pleistocene and Holocene.

Citation: Tikhonravova Ya.V., Lupachev A.V., Slagoda E.A., Rogov V.V., Kuznetsova A.O., Butakov V.I., Simonova G.V., Taratunina N.A., Mullanurov D.R. Structure and formation of ice-ground veins of the second lake-alluvial terrace in the North of Gydan in the late Neopleistocene–Holocene. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2019. 59 (4): 557–570. [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-4-367>.

Поступила 27 февраля 2018 г. / После доработки 20 марта 2019 г. / Принята к печати 13 июня 2019 г.

Ключевые слова: *ботанический состав торфа, ледогрунтовые жилы, полигонально-жильный лёд, радиоуглеродные датировки, сегрегационный лёд, структура и текстура льда.*

Изучены сингенетические ледяные и ледогрунтовые жилы, а также сезонно- и мёрзлые отложения на севере Гыданского полуострова. Включение сегрегационного льда в состав полигонально-

жильного проходило в период сингенетического промерзания осадков второй террасы на севере Гыдана в динамичной озёрно-аллювиальной обстановке и связано с неравномерным проявлением термокарста во второй половине сартанского периода и в голоцене.

Введение

Полигонально-жильные льды изучают с начала XX в., но до сих пор остаётся ряд нерешённых вопросов, касающихся как участия разных типов льда в строении жил, так и их структурно-текстурных признаков. Большинство исследователей придерживаются контракционной теории А.Е. Фигуринна и А.А. Бунге, заключающейся в морозобойном растрескивании зимой, затекании и замерзании в трещинах, в основном, талых снеговых вод весной с образованием элементарных жилок льда, которые слагают полигонально-жильные льды [1]. Кристаллы элементарных жилок льда растут от стенок морозобойной трещины к центру, образуя осевой шов (линия смыкания кристаллов), часто с зажатыми плёнками мути и пузырьками воздуха [1, 2]. Зажатые между кристаллов элементарных жилок органические, минеральные примеси, плёнки мути и пузырьки воздуха придают вертикально-полосчатую текстуру льда жилы. Структурные характеристики полигонально-жильных льдов подтверждают эту теорию — лёд слагают главным образом элементарные жилки льда, сохранённые и перекристаллизованные [3] (метаморфизованные [2]).

В полигонально-жильном льду, кроме элементарных жилок, отмечают другие типы льда — прозрачного или замутнённого рассеянными органическими, минеральными частицами с вертикальной полосчатостью или без неё [1–5]. В.И. Соломатин указывал на наличие каймы сегрегационного льда на боковых контактах жил с вмещающими отложениями, а также установил зависимость размеров кристаллов элементарных жилок от температуры пород при замерзании воды в морозобойных трещинах [6]. Н.Н. Романовский [7] отмечал зависимость морфологии, состава и строения полигонально-жильных льдов от фациальной обстановки, а также участие сегрегационного льда в их фронтальном росте.

Кроме ледяных жил, исследователи выделили ледогрунтовые жилы и «хвосты» полигонально-жильных льдов, состоящие из чередующихся вертикально-волнистых прожилков льда и грунта [7]. Ледогрунтовые жилы изучены менее детально по сравнению с обычными полигонально-жильными

льдами, поэтому их формирование остаётся дискуссионным. В.В. Баулин [8] считал, что их образование связано с затеканием в морозобойные трещины разжиженного грунта и последующим его замерзанием, что приводит к сегрегационному льдовыделению. Формирование ледогрунтовых жил объясняют также протавиванием грунта вокруг ледяной жилы за счёт отепляющего воздействия полых вод и последующего замерзания этой зоны с сегрегационным льдовыделением [9–10]. Е.М. Катасонов [11] связывал образование ледогрунтовых окончаний жил с формированием морозобойных трещин на расстоянии друг от друга. На приморских низменностях и островах моря Лаптевых такие ледогрунтовые образования относят к песчано-ледяным жилам [12, 13] — переходной форме между полигонально-жильными льдами и первично-песчаными жилами, возникшими за счёт чередования заполнения морозобойных трещин талой водой и эоловыми песками [7]. Песчано-ледяные жилы, формирующиеся в сухих условиях с интенсивной дефляцией и ветровым перераспределением снега, установлены в Антарктиде на Земле Виктории [14].

Структурно-текстурные характеристики разных элементов строения жил, включений в полигонально-жильный лёд и особенно ледогрунтовых жил исследованы недостаточно. Для решения дискуссионных вопросов о формировании ледогрунтовых жил и включений были изучены морфология, структурно-текстурные характеристики ледяных и ледогрунтовых жил на севере Гыдана, а также установлена связь с обстановкой их образования в позднем неоплейстоцене—голоцене.

Методы исследований

Для определения возраста и обстановки накопления отложений, вмещающих полигонально-жильные льды, выполнены ботанический анализ и радиоуглеродное датирование. Ботанический состав торфа (16 проб) определён в Институте криосферы Земли Тюменского научного центра СО РАН (ИКЗ ТюмНЦ СО РАН) под микроскопом [15, 16] в микропрепаратах, изготовленных по методу Фаегри—Иверсена [17], и

Таблица 1. Радиоуглеродный возраст растительных остатков в отложениях второй озёрно-аллювиальной террасы в районе устья р. Гыда

Рас- чистка	Высота от уре- за, р. Гыда, м	Лабораторный номер	Радиоуглерод- ный возраст (BP)	Калиброванный возраст OxCal v4.3.2 (cal BP)	
				Вероятность 68,2%	Вероятность 95,4%
B5	5,8–6,0	ИМКЭС-14C1256	16 640±500	20 730–19 480	21420–18930
B5	8,8–8,75	ИМКЭС-14C1262	10 040±450	12 420–11 100	12770–10400
B5a	8,7–8,82	ИМКЭС-14C1259	8350±100	9490–9250 (67,5%); 9160–9150 (0,7%)	9530–9090
B5a	8,82–9,0	ИМКЭС-14C1167	7720±100	8600–8410	8950–8300
B5a	9,0–9,1	ИМКЭС-14C1166	8040±100	9100–8700	9250–8600
B5a	9,1–9,2	ИМКЭС-14C1172	7990±80	9000–8700	9030–8600
B5a	9,2–9,26	ИМКЭС-14C1269	6560±100	7570–7410 (65,3%); 7350–7330 (2,9%)	7610–7270
B5a	9,26–9,3	ИМКЭС-14C1266	6360±110	7450–7150	7480–7000
B5a	9,3–9,38	ИМКЭС-14C1254	5450±100	6400–6100 (66,5%); 6050–6000 (1,7%)	6440–5990
B5a	9,38–9,44	ИМКЭС-14C1255	3530±100	4000–3600	4090–3570
B4	1,03–1,05	ИМКЭС-14C1257	12 230±300	14 760–13 770	15250–13480
B4	2,77–2,8	ИМКЭС-14C1268	3500±100	3900–3640	4100–3500
B4	2,8–2,88	ИМКЭС-14C1244	4030±100	4850–4750 (8,4%); 4700–4400 (59,9%)	4830–4240
B4	2,88–2,92	ИМКЭС-14C1093	4680±100	5600–5300	5650–5050
B4	2,92–2,95	ИМКЭС-14C1232	2900±120	3210–2870	3350–2780
B4	2,95–2,97	ИМКЭС-14C1243	854±96	910–860 (15,2%); 830–680 (53%)	960–650

с помощью атласов-определителей современных растений тундры и лесотундры Западной Сибири. Радиоуглеродное датирование 16 проб выполнено жидкостно-сцинтилляционным методом на спектрометре-радиометре Quantulus в Институте мониторинга климата и экологических систем СО РАН. Для калибровки радиоуглеродных дат использована программа OxCal 4.3 [18, 19]. Структура и текстура льда изучены в ИКЗ ТюмНЦ СО РАН с помощью поляроида. Фотографии льда в поляризованном свете обрабатывали в программе «Crystal» [20], были определены количественные параметры кристаллографических характеристик (12 образцов).

По методике В.В. Рогова вычислены [3]: средний поперечник кристаллов D , рассчитываемый как диаметр круга, равного средней площади кристалла в шлифе; коэффициент удлинённости C_{el} , вычисляемый как отношение максимальной диагонали кристалла в шлифе к D ; коэффициент формы C_f , рассчитываемый как отношение среднего периметра границ кристаллов к длине окружности круга, равной площади кристалла; коэффициент различия размеров кристаллов C_{diff} , рассчитываемый как отношение максимального периметра кристалла к минимальному в шлифе.

По ранее установленным данным средний размер поперечника кристаллов элементарных жилок составляет 0,2 см [20, 21]; основного массива метаморфизованных [2] кристаллов — 0,2–0,6 см; моло-

дых ростков полигонально-жильного льда — 0,16–0,2 см [21]. Данные по радиоуглеродному возрасту растительных остатков и кристаллографические характеристики льда приведены в табл. 1 и 2.

Строение отложений второй озёрно-аллювиальной террасы

Район исследований на севере Гыданского полуострова (рис. 1, А) расположен в зоне сплошного распространения мёрзлых пород, которые залегают на глубине от 1,0–1,5 м. Мощность мерзлотных образований Северо-Гыданской области колеблется от 200 до 435 м, среднегодовые температуры пород — от –8 до –10 °C [22]. В районе с. Гыда были изучены межаласья (останцы II озёрно-аллювиальной террасы) [23] и крупный хасырей размером более 1 км, затапливаемый в половодье и представляющий собой сниженную термокарстовыми процессами поверхность террасы с многочисленными озёрами. Абсолютная высота поверхности изученных останцов террасы достигает 9–11 м и снижается до 6–4 м на склонах. Останцы террасы разделены эрозионно-термокарстовыми ложбинами и хасыреями с относительными высотами берегов до 4 м от уреза р. Гыда. Поверхность всех геоморфологических элементов имеет выраженный полигональный микрорельеф (см. рис. 1, Б). Ю.К. Васильчук [24, 25] изучил от-

Таблица 2. Количественные параметры кристаллов ледяных и ледогрунтовых жил на останцах и в хасырее второй озёрно-аллювиальной террасы в районе устья р. Гыда*

Номер расчистки	Примечание	Срез**	Параметры							
			высота от уреза р. Гыда, м	S , см ²	D , см	P , см	C_f	C	C_{el}	C_{diff}
Останец террасы										
Ледяная жила 1-й генерации										
B5-2016		с	3,5	0,1	0,45	1,6	1,1	0,4	1,0	4
		а		0,1	0,42	1,4	1,1	0,4	1,0	4
Ледяная жила 2-й генерации										
B5-2016		с	7,0	0,1	0,44	1,5	1,1	0,4	1,0	12
		а		0,3	0,73	2,6	1,1	0,3	1,0	6
Ледогрунтовая жила 2-й генерации										
B3-2016	Минеральный прожилок	с	1,0	0,04	0,25	0,8	1,0	0,5	0,9	8
	Лёдяной прожилок	а		0,2	0,54	2,0	1,1	0,8	1,1	3
	Минеральный прожилок			0,03	0,22	0,7	1,0	0,6	1,0	6
B5-2016		с	5,0–5,3	0,2	0,62	2,2	1,1	0,5	1,0	4
		а		0,1	0,49	1,7	1,1	0,4	1,0	6
Хасырей										
Ледяная часть жилы										
B4-2016	Основной массив льда	с	2,1	0,04	0,27	0,9	1,0	0,2	1,0	13
B4-2016		а		0,03	0,24	0,7	1,0	0,2	0,9	25
B4-2016				Элементарная жилка	0,01	0,11	0,4	1,1	0,5	1,0
Контакт «чистого» льда и ледогрунта в жиле										
B4-2016	Чистый лёд	с	2,25	0,05	0,28	0,9	1,0	0,3	0,9	5
B4-2016	Минеральный прожилок			0,01	0,15	0,5	1,0	0,3	1,0	11
B4-2016	Чистый лёд			0,05	0,31	0,9	1,0	0,2	0,9	43
B4-2016	Минеральный прожилок			0,01	0,14	0,4	1,0	0,3	1,0	10
B4-2016	Зона крупных кристаллов сегрегационного льда	а		0,1	0,43	1,4	1,0	0,5	1,0	15
B4-2016	Элементарная жилка в зоне крупных кристаллов сегрегационного льда			0,01	0,15	0,5	1,0	0,5	1,0	13

*Параметры кристаллов: S – средняя площадь кристаллов с поправочным коэффициентом П.А. Шумского [4]; D – средний поперечник кристаллов [2]; P – средний периметр кристаллов с поправочным коэффициентом П.А. Шумского [4]; C_f – коэффициент формы; C – коэффициент извилистости границ кристаллов; C_{el} – коэффициент удлинённости; C_{diff} – коэффициент различия размеров кристаллов. **Срезы шлифа: а – вертикальный поперечный; с – горизонтальный.

ложения с подземными льдами в разрезах высотой 6–7 м около с. Гыда и отнёс их ко второй половине сартанского периода – 14–11 ВР. В строении толщи он выделил полигонально-жильные льды и пластовые линзообразные залежи инфильтрационно-сегрегационного льда.

Изученный крупный хасырей с относительной высотой поверхности 3 м обрамлён с востока высокой поверхностью до 10 м, а на западе ступенчато снижается к более низким заболоченным днищам спущенных озёр. В хасырее отмечен бугор пучения диаметром до 60 м и высотой 3 м, поверхность которого осложнена выпуклыми полигонами шириной до 15 м и межполигональными понижениями глубиной 1,2 м. Разрезы отложений останцов террасы изучены в расчистках В3, В5, В5а и хасырея – В4 (см. рис. 1, Б) [26].

Расчисткой В3 (с.ш. 70°54'21,7", в.д. 078°30'16,1"; см. рис. 1, В), расположенной на сниженном до 4 м останце террасы с пятиугольными полигонами на поверхности, вскрыта нижняя часть разреза. Расчистка под межполигональным понижением с оползшим торфом вскрыла ледогрунтовое окончание жилы и клиновидную псевдоморфозу над ним. Псевдоморфоза шириной сверху 0,8 м и высотой 0,9–1,5 м выполнена слоистыми ожелезнёнными песками и супесями, её окончание местами проникает в нижележащую жилу в виде прожилков охристого песка. Вблизи псевдоморфозы слои песков и супесей изогнуты вверх. До глубины 1 м породы талые, ниже – мёрзлые. Ледогрунтовая жила вместе с трещинным льдом [20] залегает в супесях с прослоями песка и растительных остатков, которые отнесены к аллювиальным осадкам поймы [27].

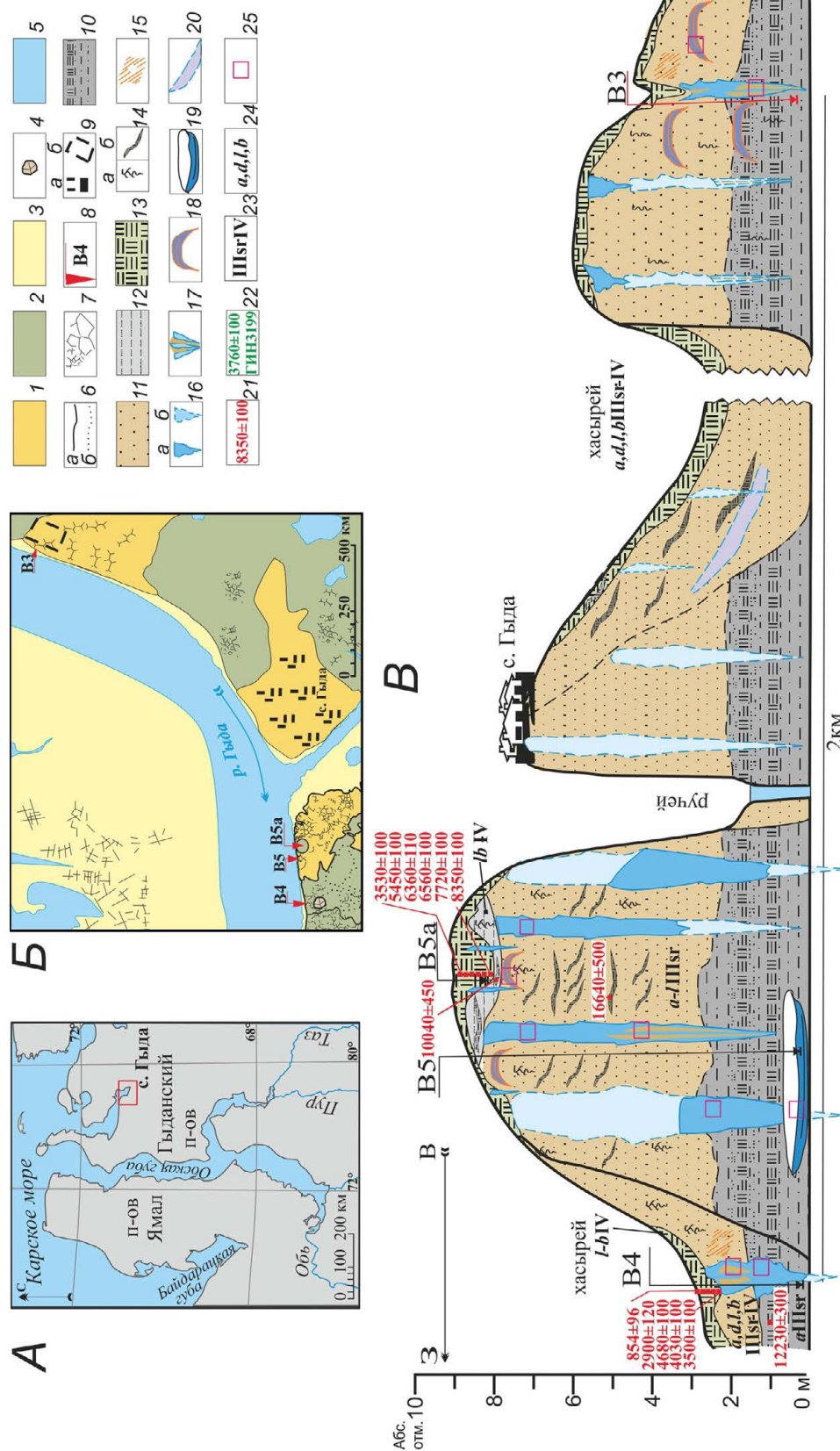


Рис. 1. Район исследований (*A*), расположение расчисток (*B*) и разрез II озёрно-аллювиальной террасы: 1 – останцы террасы (плакеры); 2 – эрозивно-термокарстовые ложбины и хасыреи; 3 – пойма, пляжи и прирусловые отмели; 4 – бурог пучения в хасырее; 5 – останцы террасы (плакеры); 6 – контуры геоморфологических уровней (*a*), контуры береговых линий осушенных озёр (*b*); 7 – полигональный рельеф; 8 – расчистки; 9 – застроженный рельеф; 10 – супеси с растительным детритом и прослоями песка [26]; 11 – песок [26]; 12 – супеси [26]; 13 – торф автотонный; 14 – торф автотонный; 15 – нитевидные корешки трав *in situ* (*a*), линзы, прослои намытых растительных остатков близкого перемещения и переотложения (*b*); 16 – охристые пятна; 17 – полигональный лед вскрытый (*a*), линзовидные элементы строения жили; 18 – трещинный лед [18]; 19 – лёд термокарстовый; 20 – лёд пластовый линзовидный (по данным Ю. К. Васильчука [24]); 21 – радиоуглеродные даты растительных остатков по данным Ю. К. Васильчука [24]; 22 – радиоуглеродные даты растительных остатков (по данным Ю. К. Васильчука [24]); 23 – возраст отложений: сартанский, голоценовый; 24 – генезис отложений: аллювиальный (*a*), делювиальный (*b*), озёрный (*b*), болотный (*b*); 25 – места отбора образцов.

Fig. 1. Research area (*A*), location of cross sections (*B*) generalized section (II) within the geomorphic levels of the 2d the lacustrine-fluvial terraces. 1 – remnants of the terrace (flat watershed); 2 – erosion-thermokarst depressions and khasyreys; 3 floodplain, beaches and hursts; 4 – permafrost mound in the khasyreys; 5 – hydrographic system; 6 – geomorphic levels (*a*), drained lake coastline (*b*); 7 – polygonal relief; 8 – cross sections; 9 – Gyda village (*a*), quarry (*b*); 10 – foamy sand with plant detritus and sand interbeds [26]; 11 – sand [26]; 12 – loamy sand [26]; 13 – autochthonous peat; 14 – thin roots (*in situ*) (*a*), lens, interbeds of allochthonous plant remains transported from adjacent places (*b*); 15 – ferruginous spots; 16 – ice wedge; observed (*a*), supposed (*b*); 17 – composite part of wedge; 18 – crack ice [18]; 19 – ice of thermokarst origin; 20 – lenticular-shaped massive ice (by Yu. K. Vasil'chuk [24]); 21 – radiocarbon data by authors (see table 2); 22 – radiocarbon data by Yu. K. Vasil'chuk [24]; 23 – sediment age: Sarton, Holocene; 24 – genesis of deposits: alluvial (*a*), deluvium (*b*), bog (*b*); 25 – sampling place

Расчистками В5, В5а (с.ш. 70°53'33,6", в.д. 078°27'48,7"; см. рис. 1, В), расположенными на останце террасы высотой 9,5 м над урезом р. Гыда, вскрыта верхняя часть разреза. Поверхность останца с пологим склоном к крупному хасырею сухая, покрыта мохово-травянистой и кустарничковой растительностью с карликовой берёзкой и ивой в понижениях. Полигональный рельеф образован пятиугольными полигонами разного размера: крупными — до 18 м, средними — до 8 м и мелкими — до 2,5–4,0 м. Расчисткой вскрыты полигонально-жильные льды с плечиками: а) нижняя половина крупной ледяной жилы первой генерации, верхняя часть которой вытаяла и размыта, а окончание уходит под урез реки; б) ледяная и ледогрунтовая жилы второй генерации. Ледогрунтовая жила второй генерации внедрена в нижележащую жилу первой генерации. Слоистость вмещающих полигонально-жильные льды отложений изгибается вверх вдоль жил. Нижние 1,5 м разреза размыты в термоабразионной нише с современным льдом и закрыты осыпью; верхняя часть разреза осложнена блоками отседания с трещинным льдом [20] (см. рис. 1, В). Средняя часть разреза, сложенная песками с намытыми растительными остатками, отнесена к сингенетически промерзавшим аллювиальным осадкам прирусловых отмелей, которые накапливались в первую половину сартанского времени позднего неоплейстацена (см. рис. 1, В, см. табл. 1). Супеси в верхней части разреза накапливались около 10 040 ± 450 ВР (ИМКЭС-14С1262) в небольшом термокарстовом озере на останце террасы, а покровный торф — во время его заболачивания и осушения. В расчистке В5а в нижних слоях торфа над озёрными отложениями (см. рис. 1, В), преобладают остатки *Sphagnum sp.* и *Hypnales sp.*, характерные для зарастающих мелких водоёмов, а вверху — остатки *Carex sp.*, *Eriophorum sp.*, присутствуют кустарнички, в том числе *Betula nana*, что указывает на осушение заболоченного участка. В нижней части торфа имеется инверсия датировок (см. табл. 1), по-видимому, связанная с просадками и оползанием над вытаявающими полигонально-жильными льдами.

Расчисткой В4 (с.ш. 70°53'32,0", в.д. 78°26'59,5"; см. рис. 1, Б, В) в береговом обрыве высотой 3 м от уреза р. Гыда и в 0,3 км от склона останца террасы вскрыты отложения крупного хасырея. На поверхности хасырея выражены плоские полигоны пятиугольной трапециевидной формы попе-

речником от 15–16 м до 6 м, а также межполигональные понижения шириной до 1,5 м и глубиной 0,3–0,4 м. Под понижением вскрыты полигонально-жильный лёд с ледогрунтовыми включениями и торфяная псевдоморфоза над ним. Окончание псевдоморфозы внедрено в жилу. Нижняя часть разреза закрыта современными осадками пляжа р. Гыда. Отложения крупного хасырея внизу разреза представлены мёрзлыми сингенетически промерзавшими заторфованными супесями — осадками поймы второй половины сартанского времени (см. табл. 1). Вверху разрез сложен слоистыми охристыми песками, которые отнесены к субаэральным делювиальным и аллювиальным осадкам [26] предположительно раннего голоцена.

Инволюции и охристая окраска пород обусловлены повторяющимися увеличениями глубины протаивания, вероятно связанными с половодьями при сингенетическом промерзании. На контакте с жилой в песчаных отложениях фиксируется вертикально-плосчатая криогенная текстура. Покровный торф мощностью 0,2–0,5 м — слоистый: внизу — наклонная перемятая слоистость с линзами супеси (криотурбирован); вверху — горизонтально-слоистая с присыпками песка. По данным ботанического анализа, торф внизу — осоковый разложенный, содержит корешки *Eriophorum sp.*, *Carex sp.*, *Equisetum sp.*, *Calamagrostis sp.*, *Vaccinium vitis-idaea*, листья мха *Drepanocladus polygamus* с примесью *Betula nana*; торф вверху отличается высоким содержанием *Betula nana*, постепенным увеличением доли кустарничков — *Empetrum sp.*, *Vaccinium uliginosum*, *Rubus arcticus* и травянистых — *Eriophorum sp.*, *Carex sp.*, *Equisetum sp.*, *Petasites sp.*, появлением мха *Sphagnum sp.* и отсутствием мха *Drepanocladus* [27]. Датировки в нижней части торфа имеют обратную последовательность (см. табл. 1), что, по-видимому, связано с перемывом и переворотом кочек и торфяных блоков.

Структурно-текстурные характеристики льда

Ледяные и ледогрунтовые жилы останца II террасы. Ледяная жила первой генерации шириной около 2 м с видимым вертикальным размером 4–4,5 м (расчистка В5, высота от уреза р. Гыда 3,5 м; см. рис. 1, В) имеет вертикальную полосчатость, образованную круглыми воздушными пузырьками и редкими тонкими прожилками

(толщиной до 5 мм) минеральных частиц и растительного детрита. В поляризованном свете выражена чёткая ровная вертикальная полосчатость, образованная осевыми швами элементарных жилок, однако характерные для них кристаллы — удлинённые по нормали к шву — не установлены, что указывает на перекристаллизацию льда [3]. Основной массив льда сложен однородными по размеру изометричными, иногда слабоудлинёнными и хаотично ориентированными кристаллами (см. табл. 2).

Ледяная жила второй генерации шириной 1–1,5 м с видимым вертикальным размером более 4,5 м (расчётка В5, высота от уреза р. Гыда 7 м; см. рис. 1, В) имеет субвертикальные прожилки песка и супеси (толщиной 0,5–3 мм), прерывистые, параллельные с резкими границами, и вертикальные цепочки крупных круглых пузырьков воздуха. В поляризованном свете выделяется вертикально-полосчатая текстура от сохранившихся осевых швов элементарных жилок. Основной массив льда формируют однородные по размеру изометричные кристаллы, иногда слабоудлинённые (рис. 2, В), характерные для перекристаллизованных элементарных жилок. Размеры кристаллов в вертикальном срезе больше, чем в горизонтальном (см. табл. 2). Вблизи редких минеральных прожилков отмечены мелкие кристаллы, не включённые в расчёт параметров кристаллов основного массива льда.

Ледогрунтовая жила второй генерации (расчётка В5, высота от уреза р. Гыда 5–5,3 м; см. рис. 1, В и рис. 2, А) состоит из чередования параллельных вертикально-волнистых чётко ограниченных прожилков преобладающего льда и тонкодисперсного грунта. Во льду отмечено небольшое количество круглых пузырьков воздуха. В поляризованном свете чётко выделяются мелковолнистые изогнутые параллельные друг другу швы смыкания кристаллов с защемлёнными мелкими пузырьками воздуха и плёнками мути, которые отличаются от осевых швов элементарных жилок. Изометричные и слабоудлинённые параллельно прожилкам кристаллы льда повторяют вертикально-волнистую слоистость грунта внутри жилы (см. рис. 2, Б), что характерно для сегрегационного льда [3, 4]. Размеры кристаллов в горизонтальном срезе больше, чем в вертикальном (см. табл. 2).

Ледогрунтовый «хвост» жилы второй генерации (расчётка В3, высота от уреза р. Гыда 1 м; см. рис. 1, В) состоит из чередования вертикально-волнистых прожилков льда, песков разной круп-

ности и супеси. В прожилках грунта отмечены криогенные микротекстуры: вертикально-волнистая слоистая пloidчатая (2); массивная (3); тонкая параллельная линзовидная (4); порфиоровидная (5); грунты разделены вертикальными и извилистыми прожилками льда (1) разной толщины (см. рис. 2, Г). Криогенные микротекстуры грунта в жиле по ориентировке не совпадают с горизонтальными линзовидными и пloidчатыми криогенными текстурами вмещающих пород. В ледяных прожилках в поляризованном свете отсутствуют образованная кристаллами полосчатая текстура и швы элементарных жилок. В тонких (до 0,5 см) прожилках льда кристаллы вытянуты в виде цепочки между ровных (уплотнённых) стенок грунта и имеют пластинчатую форму. В прожилках более 1 см кристаллы слагают несколько рядов, имеют изометричную, слабоудлинённую и неправильную формы. Кристаллы льда согласованы с вертикально-волнистой слоистостью грунта, что характерно для сегрегационного льда [1, 3].

Ледогрунтовая жила в отложениях крупного ха-сырея второй террасы. Полигонально-жильный лёд шириной 0,3–0,5 м с вертикальным размером 1,5 м (расчётка В4, см. рис. 1, В) в нижней части представлен расширенным за счёт плечиков «чистым» льдом, а в верхней — более узкой и неравномерно обтаявшей кровлей и ледогрунтовыми включениями сбоку и в центре жилы. Вертикально-вытянутые включения ледогрунта состоят из прожилков льда, супеси и тонкого песка; изометричные включения песка с внедрениями торфа из псевдоморфозы без видимых включений льда секут жилу (рис. 3, А).

Ледяная нижняя часть жилы (высота от уреза р. Гыда 2,1 м) имеет полосчатую текстуру из вертикально ориентированных цепочек круглых и вытянутых пузырьков воздуха, отдельных включений растительного детрита и плёнок мути. В поляризованном свете выражена чёткая ровная вертикальная полосчатость льда за счёт осевых швов элементарных жилок с зажатыми между кристаллами пузырьками воздуха. Основной массив льда сложен неоднородными по размеру изометричными кристаллами. Фрагменты элементарных жилок состоят из ориентированных перпендикулярно осевому шву удлинённых кристаллов (см. рис. 3, В, см. табл. 2).

Ледогрунтовое включение в верхней части жилы расположено между «чистым» льдом жилы и вмещающей породой (высота от уреза р. Гыда 2,2 м)

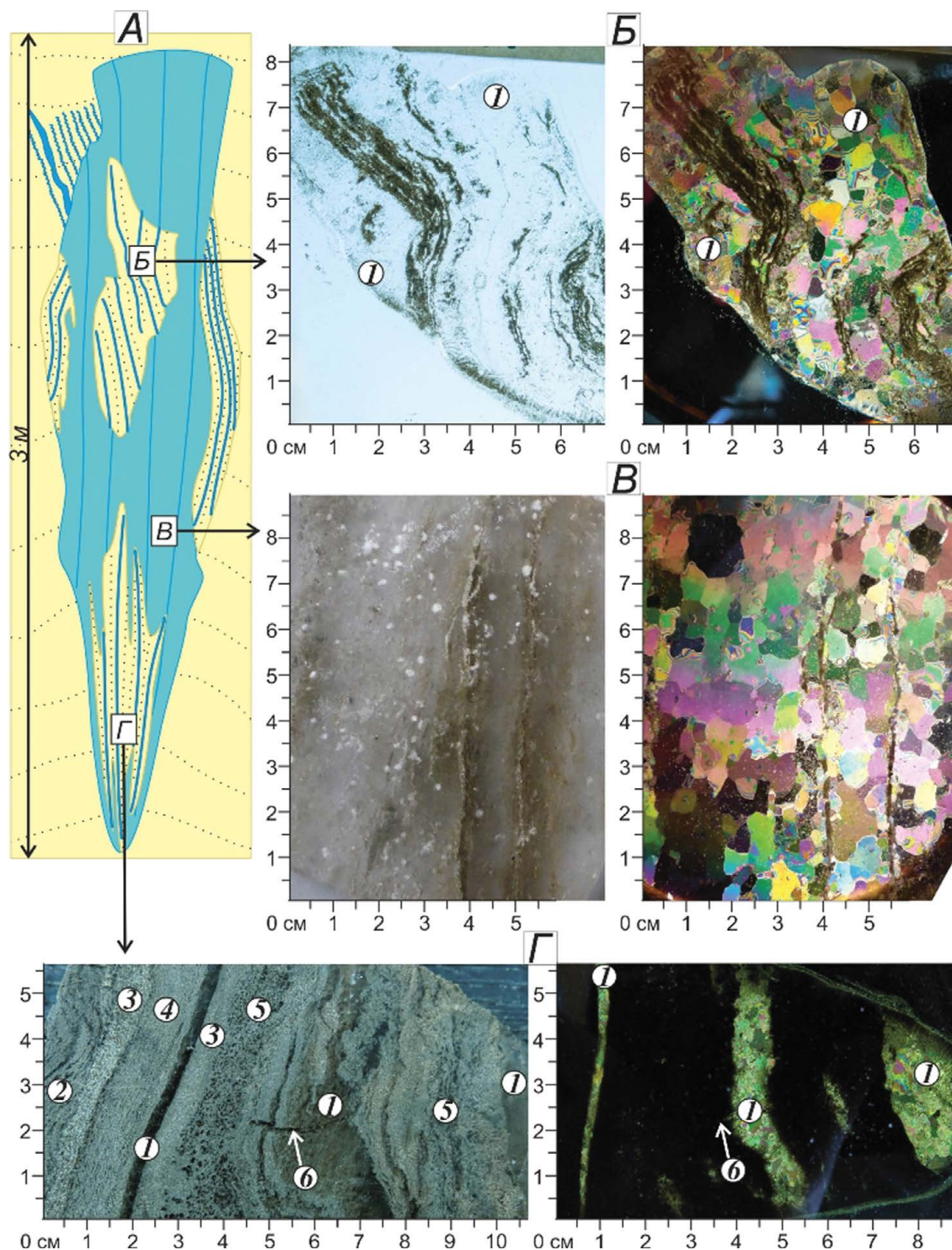


Рис. 2. Схема ледогрунтовой жилы (А) и строение шлифов в проходящем и поляризованном свете: ледогрунтовая часть из расчистки В5 на высоте 5,0–5,3 м (Б); ледяная часть из расчистки В5 на высоте 7,0 м (Б); ледогрунтовый «хвост» из расчистки В3 на высоте 1,0 м (Г).
1 – прожилок льда; 2–6 – криогенные микротекстуры: вертикальная пloyчатая (2); массивная (3); тонкая вертикально-линзовидная (4); порфировидная (5); 6 – горизонтальная трещина

Fig. 2. Scheme composite wedge structure (A) and structure of thin section under the diffused and polarized light: composite zone from B5 cross-section on 5,0–5,3 m height (B), ice zone from B5 cross-section on 7,0 m height (B); composite ice-wedge «tail» from B5 cross-section on 1,0 m height (Г).
1 – icy interbed; 2–5 – cryogenic microstructures: vertica wavy lenticular (2); porous invisible (3); vertica lenticular (4); porous visible (5); 6 – horizontal crack

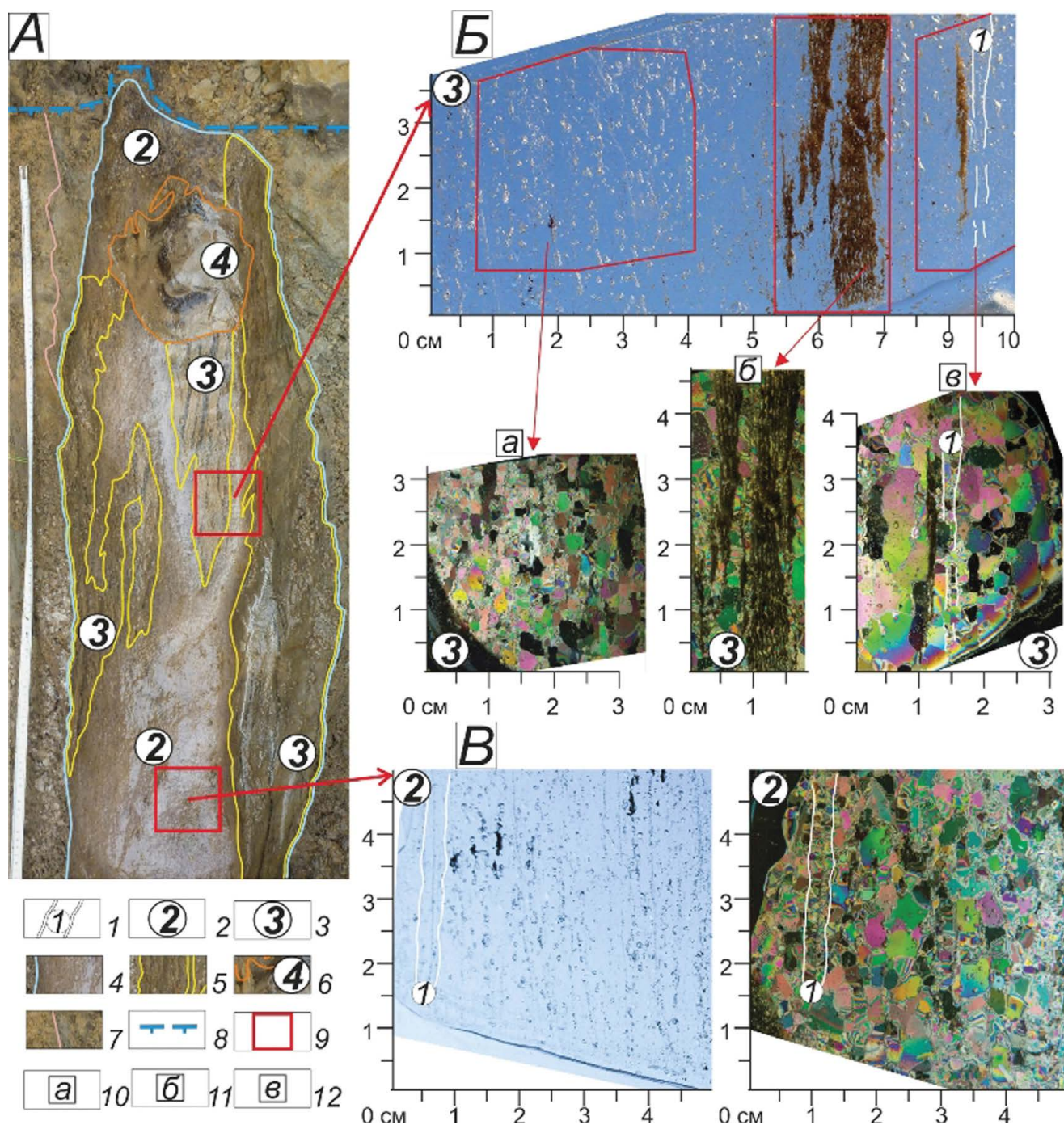


Рис. 3. Ледогрунтовая жила в расчистке В4 хасырея (А) и структурно-текстурные характеристики её элементов строения – ледогрунтовой части (Б) и ледяной части (В).

1 – элементарная жилка; 2 – ледяная часть жилы; 3 – ледогрунтовая часть жилы; 4 – граница жилы; 5 – граница ледогрунта; 6 – граница современной термоэрозионной промоины; 7 – граница субвертикально плейчатой криогенной текстуры на контакте с ледогрунтовой жилой; 8 – граница мёрзлых пород (05.08.2016 г.); 9 – место отбора монолитов; 10–12 – выделенные зоны в образце льдогрунта: льда морозобойных трещин (10); минерального прожилка с сегрегационным льдом (11); крупных кристаллов сегрегационного льда на контакте с вмещающей жилу толщей (12)

Fig. 3. Composite wedge within the khasyrey (drained lake) (A); texture and structure of the composite part of wedge (Б) icy part of wedge (B).

1 – ice vein; 2 – ice part of wedge; 3 – composite part of wedge; 4 – ice wedge border; 5 – composite part border; 6 – border of the modern thermoerosion gully; 7 – sub-vertical wavy microlenticular cryostructure on the contact with composite wedge; 8 – depth of the active layer (05.08.2016); 9 – monolith sampling places; 10–12 – zones within composite part: wedge ice (10); mineral vertical layer with segregation ice (11); big crystal of the segregation ice on the contact to enclosing sediment (12)

и представлено чередованием вертикально-волнистых прожилков супеси и прожилков льда. В шлифе в поляризованном свете выделено три зоны (см. рис. 3, Б): «а» — «чистого» льда с вертикально-полосчатой текстурой из осевых швов элементарных жилок; «б» — вертикально-волнистого супесчаного прожилка в теле жилы; «в» — контакта льда жилы и вмещающих отложений. Зона «а» аналогична по строению вышеописанной нижней части ледяной жилы (см. табл. 2, см. рис. 3, Б, В), представлена изометричными кристаллами и фрагментами элементарных жилок из кристаллов, вытянутых перпендикулярно осевому шву. В зоне «б» внутри прожилка супеси мелкие кристаллы образуют вертикальные цепочки вдоль уплотнённых минеральных частиц и формируют вертикально-волнистую микролинзовидную криогенную текстуру. Зона «в» представлена в основном крупными вертикально-вытянутыми и изометричными кристаллами, которые пересечены элементарной жилкой с удлинёнными кристаллами, ориентированными перпендикулярно осевому шву (см. табл. 2, см. рис. 3, Б).

Обсуждение результатов

Для изученных полигонально-жилых льдов второй озёрно-аллювиальной террасы характерно присутствие вертикально-волнистых ледогрунтовых элементов строения с разным соотношением льда и грунта. Включения ледогрунта приурочены к разным частям ледяных жил — верхним и нижним, боковым и центральным участкам, что указывает на разное время их формирования. Ледяные жилы первой и второй генераций в сартанских отложениях останца второй террасы характеризуются признаками первичной кристаллизации: чёткой ровной вертикально-полосчатой текстурой, образованной осевыми швами элементарных жилок, иногда подчёркнутыми зажатými между кристаллами плёнками мути и пузырьками воздуха. Признаки первичной кристаллизации указывают на ведущий процесс морозобойного растрескивания при формировании ледяных жил. Кристаллы основного массива льда округлены и укрупнены приблизительно в два раза по сравнению с удлинёнными по нормали ко шву кристаллами современных элементарных жилок [20] (см. табл. 2). Это связано с перекристаллизацией льда жилы под длительным

воздействием более высоких отрицательных температур вмещающей толщи, чем при образовании элементарных жилок [3].

Ледогрунтовые жилы и «хвостовые» части полигонально-жилых льдов второй генерации сложены чередующимися вертикально-волнистыми прожилками сегрегационного льда и прожилками грунта, не содержащими элементарных жилок, т.е. признаков кристаллизации в морозобойных трещинах. Кристаллы сегрегационного льда существенно дифференцированы по размерам: для льда-цемента и микролинз в грунтовых прожилках значение D от $< 0,2$ см, в прожилках льда эта величина достигает $0,55$ см (см. табл. 2), что определяется количеством внутригрунтовой влаги, дисперсностью пород и температурными условиями льдовыделения: низкие температуры приводят к быстрой кристаллизации и росту мелких кристаллов; высокие — к медленному росту более крупных кристаллов [3]. Протаивание полигонально-жилых льдов, образование полостей и заполнение их вмещающими и перекрывающими водонасыщенными тальми грунтами происходит летом. Промерзают эти полости преимущественно с двух сторон в осенне-зимний период при более высоких отрицательных температурах стенок полости, что способствует медленному льдовыделению и росту кристаллов сегрегационного льда, более крупных в прожилках льда и мелких между тонкими прожилками грунта.

Полигонально-жилый лёд в верхнесартанских—голоценовых отложениях хасырея в нижней части представлен льдом с вертикально-полосчатой текстурой, а в верхней части содержит ледогрунтовые элементы строения. В ледяной части жилы фрагментарно сохранились элементарные жилки с размерами кристаллов $D = 0,1$ см, указывающие на формирование льда за счёт морозобойного растрескивания. Ледогрунтовые элементы в верхней части жилы сложены мелкими кристаллами ($D = \sim 0,15$ см) сегрегационного льда, формирующими вертикальную микролинзовидную криотекстуру в прожилках супеси. На контакте с отложениями, вмещающими жилу, выделены крупные кристаллы сегрегационного льда с $D = 0,4$ см. Эти кристаллы пересечены элементарной жилкой, что указывает на продолжение морозобойного растрескивания после образования сегрегационного льда в жиле. Крупные кристаллы по форме и распределению подобны кри-

сталлам каймы сегрегационного льда, выделенной В.И. Соломатиным [2] в боковой части жилы.

Сравнение кристаллографических параметров полигонально-жильных льдов показало, что сартанские жилы останца террасы имеют худшую сохранность элементарных жилок — более округлые, однородные по размеру и укрупнённые в 2 раза кристаллы основного массива льда по сравнению с кристаллами жилы в верхнесартанско-голоценовых отложениях хасырея (см. табл. 2). Это указывает на сильную перекристаллизацию сартанских полигонально-жильных льдов останцов террасы в связи с более длительным их нахождением в мёрзлой толще [3]. Кристаллы сегрегационного льда в ледогрунтовых включениях сартанской жилы неоднородны по размеру и в среднем крупнее в 2–4 раза, чем в верхней части верхнесартанско-голоценовой жилы хасырея (см. табл. 2), что также может быть следствием как более высоких отрицательных температур промерзания, так и перекристаллизации. Близкие значения коэффициентов формы ($C_f = \sim 1$) и удлинения ($C_{el} = \sim 1$) не показательны для выделения сегрегационного льда в составе полигонально-жильного льда без учёта морфологии элементов строения жил, а также взаиморасположения, ориентировки и формы кристаллов, визуально выделяемых в шлифах в поляризованном свете. Чёткие отличия изученных ледяных и ледогрунтовых жил установлены при сравнении с позднеголоценовыми (современными) новообразованиями льда [20]. Позднеголоценовые элементарные жилки в районе р. Юрибей (п-ов Ямал) [20] имеют сходные кристаллографические параметры с приведёнными в данной статье: $C_f = \sim 1,1$; $C_{el} = \sim 1,0$; $C_{diff} = 7 \div 14$, но бóльшие размеры $D = \sim 0,2$ см. Другие типы современных льдов характеризуются однородными крупными размерами поперечника кристаллов D : термокарстово-полостной (термокарстово-пещерный по терминологии П.А. Шумского [2]) — $\sim 0,8$ см, трещинные — $\sim 1,4$ см, лёд термоабразионной ниши — $\sim 2,3$ см; их кристаллы имеют более вытянутую (C_{el} до 1,5 см) или неправильную форму с отростками (C_f до 1,59 см).

Образование двух генераций полигонально-жильных льдов второй террасы в изученном районе происходило в период накопления и сингенетического промерзания аллювиальных прирусловых и пойменных осадков. При формировании первой генерации крупных ледяных жил преобладал про-

цесс морозобойного растрескивания, что связано с холодными условиями раннего сартанского периода. В это же время, вероятно, начинали расти узкие ледяные жилы второй генерации. После ~ 20 тыс. cal BP (ИМКЭС-14C1256) (см. табл. 1) в связи с изменениями фациальных условий накопления осадков и локального термокарста под полигональными ваннами ледяные жилы второй генерации начали вытаивать с образованием полостей различной формы. При промерзании с боков этих полостей протаивания, заполненных водонасыщенными песками и супесями, за счёт сегрегационного льдообразования сформировались ледогрунтовые окончания жил. Позднее процесс морозобойного растрескивания вновь стал преобладающим, что привело к росту верхних ледяных частей полигонально-жильных льдов первой и второй генераций. Накопление аллювиальных отложений и рост описанной здесь системы полигонально-жильных льдов второй террасы завершились термокарстом и образованием мелководного озера ~ 12 тыс. cal BP (ИМКЭС-14C1262). Зараствание озера, накопление торфа на останце террасы происходило от 9,5 тыс. cal BP (ИМКЭС-14C1259) до 3,5 тыс. cal BP (ИМКЭС-14C1268) на фоне потеплений и похолоданий в голоцене.

Образование ледогрунтовых жил в крупном хасырее. Термокарстовая депрессия в пределах хасырея образована за счёт протаивания полигонально-жильных льдов и размыва льдистых отложений. Термокарстовые озёра, вероятно, заливались речными водами, поскольку кровля таберированного комплекса с псевдоморфозами снизилась и местами опустилась ниже уровня р. Гыда. Поэтому около 15 тыс. cal BP (ИМКЭС-14C1257) в озёрных понижениях шло накопление пойменных и прирусловых отложений, а также обмеление озёр. Рост полигонально-жильных льдов при промерзании в хасырее в это время был связан в основном с морозобойным растрескиванием поверхности. Верхняя часть жил залегает в субаэральных аллювиальных и делювиальных песчаных отложениях хасырея, которые отличаются охристой окраской и несколькими горизонтами криотурбаций, что указывает на частые изменения глубины сезонного протаивания при их накоплении и сингенетическом промерзании [26].

Образование ледогрунтовых включений с сегрегационным льдом обусловлено также сезонным локальным протаиванием ледяных жил и последу-



Рис. 4. Типизация льда и его диагностических признаков в ледогрунтовых жилах на севере Гыдана
Fig. 4. Types of ice and its diagnostic features in composite wedge in the northern part of Gydan Peninsula

ющим медленным промерзанием водонасыщенного грунта в полостях разной формы. В образовании верхних частей жил участвовали процессы морозобойного растрескивания, поскольку элементарные жилки секут сегрегационный лёд. Формирование верхних частей жил с ледогрунтом сопровождалось затоплением речными водами и происходило, вероятно, в оптимум голоцена, поскольку перекрывающий их автохтонный торф формировался от ~5,6 тыс. cal BP (ИМКЭС-14C1093) по настоящее время. С современным протаиванием связано образование торфяной псевдоморфозы в кровле жилы и промоин, заполненных ледогрунтом и торфом без видимых включений льда (см. рис. 3, А).

Сингенетические полигонально-жилые льды с ледогрунтовыми включениями (рис. 4) в сартанских и верхнесартанско-голоценовых отложениях сформированы за счёт проявления локальных термокарстовых процессов в динамичной пойменной аллювиальной фациальной обстановке на разных этапах роста ледяных жил.

Заключение

Выполненные исследования морфологии и структурно-текстурных характеристик льда расширяют представления об участии разных типов льда в формировании полигонально-жилых льдов. Эти льды в мёрзлых сартанских и голоценовых отложениях второй озёрно-аллювиальной террасы в низовьях р. Гыда состоят из ледяных и ледогрунтовых частей. Ледяные участки жил сложены элементарными жилками льда, образованы за счёт преобладающих процессов морозобойного

растрескивания и в разной степени перекристаллизованы в зависимости от их возраста.

Ледогрунтовые включения в жилах сложены вертикальными и волнистыми прожилками льда и грунтовыми прожилками с вертикально-волнистой линзовидной, плейчатой, порфировидной и массивной криогенными микротекстурами, образованными сегрегационным льдом. Формирование ледогрунтовых включений связано с локальным протаиванием, заполнением полостей и медленным двухсторонним промерзанием водонасыщенного грунта в полостях в жиле на разных этапах её роста. Структурно-текстурные характеристики льда и ледогрунта подтверждают представления исследователей о формировании ледогрунтовых жил не только за счёт процессов морозобойного растрескивания и элементарных жилок, но и сегрегационного льдообразования.

Полигонально-жилые льды в низовьях р. Гыда продолжали своё развитие как в холодные периоды за счёт морозобойного растрескивания, так и в периоды относительного потепления при промерзании термокарстовых полостей в жилах в сартанское и голоценовое время. Локальные термокарстовые процессы, приводившие к образованию полостей протаивания, обусловлены изменениями аллювиальной фациальной обстановки во время накопления, промерзания отложений и роста жил.

Благодарности. Работа выполнена по госзаданию Федерального научного центра Тюменского научного центра СО РАН согласно Плану НИР на 2018–2020 годы, протокол № 2 от 8.12.2017, проект IX.133.1.2: «Закономерности стадийных изменений мерзлых толщ, льдов и ландшафтов аркти-

ческих островов и обрамления Карского моря под воздействием климата, экзогенных и эндогенных геологических процессов»; госзаданию Института физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН № АААА-А18-218012490093-1 при поддержке грантов РФФИ № 17-35-50048 мол_нр; 18-55-11005 АФ_т.

Acknowledgments. The research was carried out within the state assignment of the Research work Plan of the

Tyumen Scientific Centre SB RAS for 2018–2020 protocol № 2 from 8.12.2017, project IX.133.1.2: «Regularities of the permafrost, ice and environmental dynamics of the Arctic islands and Kara Sea coast under the influence of climate, exogenous and endogenous geological processes»; the state assignment of the Institute of Physicochemical and Biological Problems at Soil Science RAS No. АААА-А18-218012490093-1; partly supported by the RFBR (project № 17-35-50048 мол_нр; 18-55-11005 АФ_т).

Литература

1. Втюрин Б.И. Подземные льды СССР. М.: Наука, 1975. 215 с.
2. Соломатин В.И. О структуре полигонально-жильного льда // Подземный лед: Вып. II. М.: Изд-во МГУ, 1965. С. 46–73.
3. Рогов В.В. Основы криогенеза. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2009. 203 с.
4. Шумский П.А. К вопросу о происхождении жильного подземного льда // Тр. Ин-та мерзлотоведения АН СССР. Т. XVI. 1960. С. 81–97.
5. Попов А.И., Розенбаум Г.Э., Тумель Н.В. Криолитология. М.: Изд-во МГУ, 1985. 239 с.
6. Соломатин В.И., Крючков М.В. Элементарные жилки полигонально-жильных льдов и реконструкция палеотемператур льдообразования // Проблемы криолитологии. Вып. IX. М.: Изд-во МГУ, 1981. С. 179–183.
7. Романовский Н.Н. Формирование полигонально-жильных структур. Новосибирск: Наука, 1977. 292 с.
8. Баулин В.В. Повторно-жильные образования и палеогеография верхнего плейстоцена (западная часть Западно-Сибирской низменности) // Мерзлотные исследования. Вып. VII. 1967. С. 174–184.
9. Розенбаум Г.Э., Маслов А.Д. Мерзлотно-фациальное строение современных аллювиальных отложений р. Омой // Подземный лед. Вып. III. М.: Изд-во МГУ, 1967. С. 70–93.
10. Каплина Т.Н. Формы начальной стадии образования ледяных жил // Мерзлотные исследования. Вып. XI. 1971. С. 168–171.
11. Катасонов Е.М. Литология мерзлых четвертичных отложений (криолитология) Янской приморской низменности / Ред. Т.Н. Каплина. М.: изд. ПНИИИС, 2009. 176 с.
12. Куницкий В.В. Криолитология низовья Лены. Якутск: Ин-т мерзлотоведения СО АН СССР, 1989. 162 с.

References

1. Vtyurin B.I. *Podzemnye l'dy SSSR*. Underground ice in the USSR. Moscow: Nauka, 1975: 215 p. [In Russian].
2. Solomatin V.I. *O strukture poligonal'no-zhil'nogo l'da*. On structure of ice-wedge. *Podzemnyi led*. Underground ice. Is. II. Moscow: MGU, 1965: 46–73. [In Russian].
3. Rogov V.V. *Osnovy kriogeneza*. Fundamentals of cryogenesis. Novosibirsk: GEO, 2009: 203 p. [In Russian].
4. Shumskiy, P.A. On the origin of vein underground ice. *Tr. In-ta merzlotovedeniya AN SSSR*. Proceedings of the Institute of Permafrost, USSR Academy of Sciences. 1960, XVI: 81–97 [In Russian].
5. Popov A.I., Rozenbaum G.E., Tumel' N.V. *Kriolitologiya*. Cryolithology. Moscow: MGU, 1985: 239 p. [In Russian].
6. Solomatin V.I., Kryuchkov M.V. Ice veins of ice wedges and reconstruction of paleotemperature of ice formation. *Problemy kriolitologii*. Problems of Cryolithology. Is. IX. Moscow: Moscow State University, 1981: 179–183. [In Russian].
7. Romanovskiy N.N. *Formirovanie poligonal'no-zhil'nykh struktur*. Formation of polygonal wedge structures. Novosibirsk: Nauka, 1977: 292 p. [In Russian].
8. Baulin V.V. Ice wedge formations and paleogeography of the Upper Pleistocene (western part of the West Siberian lowland). *Merzlotnye issledovaniya*. Permafrost research. Is. 7. Moscow: MGU, 1967: 174–184. [In Russian].
9. Rozenbaum G.E., Maslov A.D. Permafrost-facies structure of modern fluvial deposits of the Omoloy river. *Podzemnyi led*. Underground ice. Is. III. Moscow: MGU, 1967: 70–93. [In Russian].
10. Kaplina T.N. The first stage of ice wedges formation. *Merzlotnye issledovaniya*. Permafrost research. Is. XI. Moscow: MGU. 1971: 168–171. [In Russian].
11. Katasonov E.M. *Litologiya merzlykh chetvertichnykh otlozheniy (kriolitologiya) Yanskoj primorskoy nizmennosti*. Lithology of Frozen Quaternary Deposits (Cryolithology) of the Yana lowland. Moscow: PNIIS, 2009: 176 p. [In Russian].
12. Kunitskiy V.V. *Kriolitologiya nizov'ya Leny*. Lithology of the Lena lowland. Yakutsk: Permafrost Institute, Siberian Branch of the USSR Academy of Science, 1989: 162 p. [In Russian].

13. Деревягин А.Ю., Куницкий В.В., Мейер Х. Песчано-ледяные жилы на крайнем севере Якутии // Криосфера Земли, 2007. Т. XI. № 1. С. 62–71.
14. Berg T.E., Black R.F. Preliminary measurements of growth of non-sorted polygons, Victoria Land, Antarctica // Amer. Geophys. Union. Antarctic Research Ser. 1966. V. 8. P. 61–108.
15. Кац Н.Я., Кац С.В., Скобеева Е.И. Атлас растительных остатков в торфах. М.: Недра, 1977. 376 с.
16. Домбровская Ф.В., Коренева М.М., Тюремнов С.Н. Атлас растительных остатков, встречаемых в торфе. Л.–М.: Гос. энерг. изд-во, 1959. 90 с.
17. Faegri K., Iversen J. Textbook of Pollen Analysis. London: The Blackburn Press, 1989. 328 p.
18. Вагнер Г.А. Научные методы датирования в геологии, археологии и истории. М: Техносфера, 2006. 576 с.
19. Электронный ресурс: <http://c14.arch.ox.ac.uk>.
20. Тихонравова Я.В., Слагода Е.А., Рогов В.В., Галеева Э.И., Курчатова В.В. Текстура и структура подземных льдов позднего голоцена севера Западной Сибири // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 4. С. 553–564. doi: 10.15356/2076-6734-2017-4-553-564.
21. Втюрин Б.И., Втюрина Е.А. Зимние наблюдения за образованием и поведением морозобойной трещины в ледяной жиле // Тр. Ин-та мерзлотоведения АН СССР. Т. XVI. 1960. С. 98–105.
22. Геокриология СССР. Западная Сибирь / Под ред. Э.Д. Ершова. М.: Недра, 1989. 454 с.
23. Государственная геологическая карта Российской Федерации (новая серия). Карта плиоцен-четвертичных образований, масштаб: 1:1 000 000 / Ред. Г.И. Колотушкина, Н.Ю. Смирнова. СПб: изд. ВСЕГЕИ, 2000.
24. Васильчук Ю.К. Гомогенные и гетерогенные пластовые ледяные залежи в многолетнемерзлых породах // Криосфера Земли, 2011. Т. XV. № 1. С. 40–51.
25. Васильчук Ю.К., Котляков В.М. Основы изотопной геокриологии и гляциологии. М.: Изд-во МГУ, 2000. 616 с.
26. Бутаков В.И., Тихонравова Я.В., Слагода Е.А. Закономерности формирования геохимического состава подземных льдов и отложений на севере п-ва Гыдан // Изв. вузов. Нефть и газ. 2018. № 5. С. 30–40. doi: 10.31660/0445-0108-2018-5-30-40.
27. Kuznetsova A., Afonin A., Tikhonravova Ya., Narushko M., Slagoda E. Reconstruction of the dynamics of the natural environment by the method of definition vegetations residues in peat and the deposits of the khasyrey on terraces of Gyda river // Pushchino Permafrost Conf. «Earth's Cryosphere: Past, Present and Future – Book of Abstracts, 5–8 June, 2017. P. 155–156.
13. Derevyagin A.Yu., Kunitskiy V.V., Meyer H. Composite wedges in the north of Yakutia. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2007, XI (1): 62–71. [In Russian].
14. Berg T.E., Black R.F. Preliminary measurements of growth of non-sorted polygons, Victoria Land, Antarctica. *Amer. Geophys. Union Antarctic Res. Ser.* 1966, 8: 61–108.
15. Katz N.Ya., Katz S.V., Skobeveva E.I. *Atlas rastitel'nykh ostatkov v torfe*. Atlas of Plant Remains. Moscow: Nedra, 1977: 376 p. [In Russian].
16. Dombrovskaya A.V., Koreneva M.M., Tyuremnov S.N. *Atlas rastitel'nykh ostatkov, vstrechaemykh v torfe*. Atlas of plant remains occurring in peat. Leningrad–Moscow: Gosenergoizdat, 1959: 90 p. [In Russian].
17. Faegri K., Iversen J. Textbook of Pollen Analysis. London: The Blackburn Press, 1989: 328 p.
18. Wagner G.A. *Nauchnye metody datirovaniya v geologii, arkheologii i istorii*. Scientific methods of dating in geology, archaeology and history. Moscow: Technosphaera, 2006: 576 p. [In Russian].
19. <http://c14.arch.ox.ac.uk>.
20. Tikhonravova Ya.V., Slagoda E.A., Rogov V.V., Galeeva E.I., Kurchatov V.V. Texture and structure of the Late Holocene ground ice in the Northern West Siberia. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2017, 57 (4): 553–564. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2017-4-553-564.
21. Vtyurin B.I., Vtyurina E.A. Winter observations on formation and behavior of thermal-contraction crack within ice wedge. *Tr. In-ta merzlotovedeniya AN SSSR*. Proceedings of the Institute of Permafrost, USSR Academy of Sciences. 1960, XVI: 98–105. [In Russian].
22. *Geokriologiya SSSR. Zapadnaya Sibir'*. Geocryology of the USSR. West Siberia. Ed. E.D. Ershov. Moscow: Nedra, 1989: 454 p. [In Russian].
23. *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii (novaya seriya)*. The State Geological Map of the Russian Federation (new series). Map the Pliocene–Quaternary formations. 1:1 000 000. Saint Petersburg: VSEGEI, 2000. [In Russian].
24. Vasil'chuk Yu.K. Homogeneous and heterogeneous massive ice in permafrost. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2011, XV (1): 40–51. [In Russian].
25. Vasil'chuk Yu.K., Kotlyakov V.M. *Osnovy izotopnoy geokriologii i glyatsiologii*. Principles of isotope geocryology and glaciology. Moscow: Moscow University Press, 2000: 616 p. [In Russian].
26. Butakov V.I., Tikhonravova Ya.V., Slagoda E.A. Regularities of geochemical composition formation of underground ice and deposits on the north Gydan peninsula. *Izvestiya vysshikh uchebnykh zavedeniy. Neft' i gaz*. Higher Educational Institutions News. Oil and Gas, 2018, 5: 30–40. doi: 10.31660/0445-0108-2018-5-30-40. [In Russian].
27. Kuznetsova A., Afonin A., Tikhonravova Ya., Narushko M., Slagoda E. Reconstruction of the dynamics of the natural environment by the method of definition vegetations residues in peat and the deposits of the khasyrey on terraces of Gyda river. Pushchino Permafrost Conf. «Earth's Cryosphere: Past, Present and Future – Book of Abstracts, 5–8 June, 2017: 155–156. [In Russian].

Обзоры и хроника

doi: 10.15356/2076-6734-2019-4-475

«Взаимодействие элементов природной среды в высокоширотных условиях» Всероссийская научная конференция в Сочи (сентябрь 2019 г.)

© 2019 г. А.Я. Муравьев

anton-yar@rambler.ru

All-Russian Scientific Conference «The interaction of the natural environment elements in high latitude areas», Sochi, September 2019

A.Ya. Muraviev

anton-yar@rambler.ru

25–28 сентября 2019 г. в Сочи проходила Всероссийская научная конференция «Взаимодействие элементов природной среды в высокоширотных условиях». Конференция была организована Институтом географии РАН при финансовой поддержке РФФИ. Обсуждались основные направления научных исследований в полярных районах Земли. В заседаниях участвовали около 80 исследователей, представивших 53 устных и 28 стендовых докладов. В этом обзоре представлены некоторые результаты гляциологических и геокриологических исследований.

Приведены последние сведения о развитии подвижки ледника Вавилова (арх. Северная

Земля). По данным анализа серии разновременных спутниковых снимков оценены скорости продвижения ледникового фронта и поверхностные скорости течения ледника. Отмечены сезонные колебания скорости движения льда; наибольшая скорость — до 7 км в год — была зафиксирована в 2018 г. (А.Ф. Глазовский и др., *Институт географии РАН*).

Представлены новые результаты количественной оценки изменений размеров и баланса массы ледников Полярного Урала. Отмечено сокращение площади 30 ледников района на 28% (2,02 км²) за 2000–2018 гг. и увеличение вдвое (до 1,54% в год) скорости сокраще-



Участники конференции в Сочи. Фото Р.А. Чернова



В зале заседаний. Фото А.Я. Муравьева

ния ледников по сравнению с периодом 1953–2000 гг. Объём ледника ИГАН уменьшился на 19 млн м³ за 1963–2018 гг., поверхность ледника понизилась в среднем на $18,9 \pm 3,2$ м. Удельный баланс массы ледника в 1963–2008 гг. составил -317 ± 59 мм/год, а в 2008–2018 гг. -336 ± 61 мм/год (*Г.А. Носенко и др., Институт географии РАН*).

При исследовании подлёдного рельефа прибрежной части Антарктиды в секторе 60° – 95° в.д. по данным 1985–2018 гг. установлены особенности строения ледника и подлёдной топографии обширной прибрежной области до 500 км в глубь континента. Представлены схемы мощности ледникового покрова и подлёдного рельефа района исследований (*С.В. Попов и др., ПМГРЭ и СПбГУ*).

Оценены толщина льда и айсберговый сток крупных выводных ледников Розе, Рождественского и Вершинского (Новая Земля) по данным радиолокационного зондирования. Средняя толщина льда на фронтах исследованных ледников составляет 95 м. Максимальная скорость движения льда во фронтальной части ледника Вершинского достигает 350–390 м/год, а скорость фрон-

тальной абляции этих ледников в 2017–2018 гг. оценивается в 229,5 млн м³/год (*И.И. Лаврентьев и др., Институт географии РАН*).

Исследовано влияние снежных лавин на инфраструктуру в Арктике в условиях меняющегося климата. Установлено, что площадь лавиноактивных районов в Арктической зоне РФ превышает 850 тыс. км². Оценено изменение показателей лавинной активности с учётом изменения климата до конца XXI в. Предложена и апробирована методика учёта лавинной опасности при территориальном планировании в Арктической зоне России (*А.С. Турчанинова и др., МГУ имени М.В. Ломоносова*).

Проведена оценка темпов разрушения арктических берегов и объёмов терригенного материала, поступающих в арктический бассейн. Исследование показало, что эрозия морских берегов Восточной Сибири приводит к выносу на шельф более 150 млн т твёрдого материала в год, из которых около 4 млн т составляет органический углерод. Это — больше половины всего потока берегового материала (и углерода), поступающего в Северный Ледовитый океан. Отмечено, что арктический береговой вынос существенно превышает твёр-

дый сток рек (*М.Н. Григорьев и Г.Т. Максимов, Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН и Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН*).

Приведены новые данные о деградации континентальной и субаквальной криолитозоны западного сектора Российской Арктики. В южной тундре, лесотундре и северной тайге происходит повсеместная деградация многолетней мерзлоты и формируется криолитозона с опущенной кровлей мерзлоты до глубины 4–10 м. После 2007 г. в этих природных зонах зафиксирован переход среднегодовой температуры в сезонно-талом слое к положительным значениям; похожие тенденции характерны и для субаквальной криолитозоны. Из-за повышения температуры придонного слоя воды на 0,5–2,5 °С за последние десятилетия в Карском море и юго-восточной части Баренцева моря ускоряется деградация кровли субаквальной мерзлоты (*А.А. Васильев и др., Тюменский НЦ СО РАН и Томский государственный университет*).

Представлены результаты исследования эволюции многолетнемёрзлых пород на территории России с помощью высокоразрешаю-

щей системы моделей. Оценки для территории России получены на основе численных экспериментов с системой моделей регионального климата, модели пограничного слоя атмосферы и теплопередачи в грунтах. Проанализирована чувствительность модельных расчётов к заданию граничных условий в модели пограничного слоя атмосферы (*А.А. Пикалёва и др., Главная геофизическая обсерватория*).

Исследовано влияние изменения ледовитости Берингова моря на динамику его берегов. На исследованном участке морского берега в районе пос. Лорино в 2010–2018 гг. растут скорости отступления берега по сравнению с 1967–2010 гг. Эти изменения вызваны снижением ледовитости Берингова моря и увеличением продолжительности периода открытой воды, что способствует росту длины разгона волн и расширению сроков волнового воздействия на берег (*А.А. Маслаков и др., МГУ имени М.В. Ломоносова*).

Конференция проведена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект № 19-05-20118.

Содержание журнала за 2019 год

Ледники и ледниковые покровы

- Аристов К.А., Петраков Д.А., Коваленко Н.В., Тимошин С.А., Колчин А.А., Дробышев В.Н. Мониторинг ледника Колка в 2014–2017 гг. методом наземной стереофотосъёмки. С. 49–58.
- Боронина А.С., Попов С.В., Пряхина Г.В. Гидрологическая характеристика озёр восточной части полуострова Брокнес, холмы Ларсеманн, Восточная Антарктида. С. 39–48.
- Екайкин А.А., Липенков В.Я., Верес А.Н., Козачек А.В., Скакун А.А. О возможности реконструкции климатического сигнала в нарушенной записи изотопного состава древнего льда (0,4–1,2 млн лет назад) в керне станции Восток (Центральная Антарктида). С. 437–451.
- Кислов А.В., Глазовский А.Ф. Моделирование динамики приливного ледника Ханса (Шпицберген) на основе стохастической модели. С. 452–459.
- Лаврентьев И.И., Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я., Мацковский В.В., Муравьев А.Я. Запасы льда в ледниках на Земле Норденшельда (Шпицберген) и их изменения за последние десятилетия. С. 23–38.
- Мачерет Ю.Я., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И., Марчук И.О. Распределение холодного и тёплого льда в ледниках на Земле Норденшельда (Шпицберген) по данным наземного радиозондирования. С. 149–166.
- Рототаева О.В., Носенко Г.А., Керимов А.М., Кутузов С.С., Лаврентьев И.И., Никитин С.А., Керимов А.А., Тарасова Л.Н. Изменения баланса массы ледника Гарабаши (Эльбрус) на рубеже XX–XXI вв. С. 5–22.
- Турчанинова А.С., Лазарев А.В., Марченко Е.С., Селиверстов Ю.Г., Сократов С.А., Петраков Д.А., Барандун М., Кенжебаев Р., Сакс Т. Методика оценки лавинного питания (на примере трёх ледников Тянь-Шаня). С. 460–474.
- Чернов Р.А., Кудиков А.В., Вшивцева Т.В., Осокин Н.И. Оценка поверхностной абляции и баланса массы ледника Восточный Грэнфьорд (Западный Шпицберген). С. 59–66.
- Чижова Ю.Н., Михаленко В.Н., Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Козачек А.В., Кутузов С.С., Лаврентьев И.И. Изотопный состав кислорода снежно-фирновой толщи на Восточной вершине Эльбруса. С. 293–305.
- Котляков В.М., Сосновский А.В., Чернов Р.А. Влияние условий на контакте снег–почва на глубину её промерзания (по наблюдениям в Курской области). С. 182–190.
- Лубенец Л.Ф., Черных Д.В. Внутриландшафтное распределение снегозапасов в бассейне р. Майма (низкогорья Русского Алтая). С. 319–332.
- Митяев М.В., Герасимова М.В., Рыжик И.В., Ишгулова Т.Г. Нерастворимые фракции аэрозолей и тяжёлых металлов в свежесвыпавшем снеге на северо-западе Кольского полуострова в 2018 г. С. 307–318.
- Олейников А.Д., Володичева Н.А. Современные тенденции изменения снеговалинного режима Центрального Кавказа (на примере Приэльбрусья). С. 191–200.
- Поздняков С.П., Гриневский С.О., Дедюлина Е.А., Корко Е.С. Чувствительность результатов моделирования сезонного промерзания к выбору параметризации теплопроводности снежного покрова. С. 67–80.
- Пьянков С.В., Шихов А.Н., Михайлюкова П.Г. Моделирование снегонакопления и снеготаяния в бассейне р. Кама с применением данных глобальных моделей прогноза погоды. С. 494–508.
- Сосновский А.В., Осокин Н.И. Влияние оттепелей на снежный покров и промерзание грунта при современных изменениях климата. С. 475–482.
- Тентюков М.П., Габов Д.Н., Симоненков Д.В., Язиков Е.Г. Загрязнение поверхности снега полициклическими ароматическими углеводородами при образовании изморози. С. 483–493.

Подземные льды и наледи

- Буданцева Н.А., Васильчук Ю.К. Реконструкция зимней температуры воздуха в голоцене по стабильным изотопам из ледяных жил в районе города Анадырь. С. 93–102.
- Воропай Н.Н., Киселев М.В., Черкашина А.А. Мониторинг температуры почв в области многолетней мерзлоты Тункинской котловины в естественных и антропогенно нарушенных условиях. С. 517–528.
- Галанин А.А., Павлова М.Р., Папина Т.С., Эйрих А.Н., Павлова Н.А. Стабильные изотопы ^{18}O и D в ключевых компонентах водного стока и криолитозоны Центральной Якутии (Восточная Сибирь). С. 333–354.
- Лыткин В.М., Бажин К.И., Куницкий В.В. Каменные глетчеры хребта Улахан-Чистай (осевая часть горной системы Черского). С. 509–516.
- Макарьева О.М., Шихов А.Н., Остахов А.А., Нестерова Н.В. Наледи бассейна р. Индигирка по современным снимкам Landsat и историческим данным. С. 201–212.

Снежный покров и снежные лавины

- Гусев Е.М., Насонова О.Н. Расчёты формирования снежного покрова на основе модели взаимодействия поверхности суши с атмосферой SWAP. С. 167–181.

Нерадовский Л.Г. Оценка объёмной льдистости дисперсных грунтов Центрально-Якутской низменности по данным георадиолокации. С. 81–92.

Морские, речные и озёрные льды

Акперов М.Г., Семенов В.А., Мохов И.И., Парфенова М.Р., Дембицкая М.А., Бокучава Д.Д., Ринке А., Дорн В. Влияние океанического притока тепла в Баренцево море на региональные изменения ледовитости и статической устойчивости атмосферы. С. 529–538.

Алексеев Г.В., Глок Н.И., Вязилова А.Е., Иванов Н.Е., Харланенкова Н.Е., Смирнов А.В. Влияние температуры поверхности океана в тропиках на антарктический морской лёд в период глобального потепления. С. 213–221.

Андреев О.М., Драбенко Д.В., Виноградов Р.А., Орлова Е.Ю. Влияние потепления климата на прочностные характеристики льда в Обской губе. С. 539–545.

Баклагин В.Н. Влияние метеорологических условий на формирование ледового режима Онежского озера. С. 546–556.

Батуев В.И., Калужный И.Л. Особенности промерзания болот при климатических изменениях на севере и северо-западе Европейской территории России. С. 233–244.

Бычкова И.А., Смирнов В.Г. Изучение дрейфа айсбергов у побережья Северной Земли весной 2018 г. с помощью спутниковой информации. С. 377–388.

Завьялов Д.Д., Соломаха Т.А. Влияние свежеснежного снега на нарастание и таяние морского льда. С. 103–111.

Кизяков А.И., Стрелецкая И.Д., Савенко А.В., Крайнюкова И.А., Токарев И.В. Химический, изотопный и газовый состав однолетнего морского льда по данным кернов дрейфующих станций БАРНЕО за 2013–2015 гг. С. 363–376.

Крашенинникова С.Б., Крашенинникова М.А. Причины и особенности долговременной изменчивости ледовитости Баренцева моря. С. 112–122.

Миронов Е.У., Порубаев В.С. Оценка возраста гряд торосов в замерзающих морях. С. 355–362.

Тимохов Л.А., Бородачев В.Е., Бородачев И.В., Вязигина Н.А., Миронов Е.У., Янут М. Роль гидрометеорологических факторов и солнечной активности в межгодовых изменениях площади льдов Восточно-Сибирского моря. С. 222–232.

Палеогляциология

Тихонравова Я.В., Лупачев А.В., Слагода Е.А., Рогов В.В., Кузнецова А.О., Бутаков В.И., Симонова Г.В., Таратунина Н.А., Мулламуров Д.Р. Строение и формирование ледогрунтовых жил второй озёрно-аллю-

виальной террасы на севере Гыдана в позднем неоплейстоцене–голоцене. С. 557–570.

Прикладные проблемы

Бондаревич Е.А. Оценка техногенного загрязнения городской среды Читы по состоянию снежного покрова. С. 389–400.

Зеленчук А.В., Крыленков В.А. Зонды для исследования ледяных и подлёдных сред планет. С. 123–134.

Максютова Е.В., Башалханова Л.Б. Суровость современного климата в Сибирском Заполярье. С. 258–266.

Родионова П.М., Турчанинова А.С., Сократов С.А., Селиверстов Ю.Г., Глазовская Т.Г. Методика учёта лавинной опасности при территориальном планировании в России. С. 245–257.

Путешествия, открытия

Ананичева М.Д., Пакин Г.Ю., Кононов Ю.М. Байкальская ледниковая система, новые находки. С. 135–144.

Ананичева М.Д., Пакин Г.Ю., Энтин А.Л. Исследования Верхнеангарской группы ледников. С. 423–432.

Экспресс-информация

Кутузов С.С., Ерофеев А.А., Лаврентьев И.И., Смирнов А.М., Копысов С.Г., Аббасов З.Р., Никитин К.А. Восстановлены наблюдения на ледниках Актру на Алтае. С. 306.

Обзоры и хроника

Ежегодная премия Всемирной метеорологической организации в 2019 году присуждена члену редколлегии нашего журнала Сергею Сергеевичу Зилитинкевичу. С. 388.

Котляков В.М. XX век: Историческая канва советской/российской гляциологии. С. 401–410.

Кравцова В.И., Пижанкова Е.И., Кизяков А.И., Гаврилов А.В. Космические снимки в новом Атласе «Российская Арктика». С. 411–422.

Муравьев А.Я. «Взаимодействие элементов природной среды в высокоширотных условиях» Всероссийская научная конференция в Сочи (сентябрь 2019 г.). С. 571–573.

Критика и библиография

Глазовский А.Ф. Обзор книги Р. Барри и Э. Холл-МакКим «Глобальные изменения в полярных условиях». С. 148.

Котляков В.М., Чернова Л.П. Аннотированная библиография русскоязычной литературы по гляциологии за 2017 год. С. 267–288.

Алфавитный указатель

- Аббасов** З.Р. С. 306.
Акперов М.Г. С. 529
Алексеев Г.В. С. 213
Ананичева М.Д. С. 135, 423
Андреев О.М. С. 539
Аристов К.А. С. 49
Бажин К.И. С. 509
Баклагин В.Н. С. 546
Барандун М. С. 460
Батуев В.И. С. 233
Башалханова Л.Б. С. 258
Бокучава Д.Д. С. 529
Бондаревич Е.А. С. 389
Бородачев В.Е. С. 222
Бородачев И.В. С. 222
Боронина А.С. С. 39
Буданцева Н.А. С. 93, 293
Бутаков В.И. С. 557
Бычкова И.А. С. 377
Васильчук Ю.К. С. 93, 293
Верес А.Н. С. 437
Виноградов Р.А. С. 539
Володичева Н.А. С. 191
Воропай Н.Н. С. 517
Вшивцева Т.В. С. 59
Вязигина Н.А. С. 222
Вязилова А.Е. С. 213
Габов Д.Н. С. 483
Гаврилов А.В. С. 411
Галанин А.А. С. 333
Герасимова М.В. С. 307
Глазовская Т.Г. С. 245
Глазовский А.Ф. С. 23, 148, 149, 452
Глок Н.И. С. 213
Гриневский С.О. С. 67
Гусев Е.М. С. 167
Дедюлина Е.А. С. 67
Дембицкая М.А. С. 529
Дорн В. С. 529
Драбенко Д.В. С. 539
Дробышев В.Н. С. 49
Екайкин А.А. С. 437
Ерофеев А.А. С. 306.
Завьялов Д.Д. С. 103
Зеленчук А.В. С. 123
Иванов Н.Е. С. 213
Ишкулова Т.Г. С. 307
Калюжный И.Л. С. 233
Кенжебаев Р. С. 460
Керимов А.А. С. 5
Керимов А.М. С. 5
Кизяков А.И. С. 363, 411
Киселев М.В. С. 517
Кислов А.В. С. 452
Коваленко Н.В. С. 49
Козачек А.В. С. 293, 437
Колчин А.А. С. 49
Кононов Ю.М. С. 135
Копысов С.Г. С. 306.
Кореко Е.С. С. 67
Котляков В.М. С. 182, 267, 401
Кравцова В.И. С. 411
Крайнюкова И.А. С. 363
Крашенинникова М.А. С. 112
Крашенинникова С.Б. С. 112
Крыленков В.А. С. 123
Кудиков А.В. С. 59
Кузнецова А.О. С. 557
Куницкий В.В. С. 509
Кутузов С.С. С. 5, 293, 306
Лаврентьев И.И. С. 5, 23, 149, 293, 306
Лазарев А.В. С. 460
Липенков В.Я. С. 437
Лубенец Л.Ф. С. 319
Лупачев А.В. С. 557
Лыткин В.М. С. 509
Макарьева О.М. С. 201
Максютова Е.В. С. 258
Марченко Е.С. С. 460
Марчук И.О. С. 149
Мацковский В.В. С. 23
Мачерет Ю.Я. С. 23, 149
Миронов Е.У. С. 222, 355
Митяев М.В. С. 307
Михайлюкова П.Г. С. 494
Михаленко В.Н. С. 293
Мохов И.И. С. 529
Мулламуров Д.Р. С. 557
Муравьев А.Я. С. 23, 571
Насонова О.Н. С. 167
Нерадовский Л.Г. С. 81
Нестерова Н.В. С. 201
Никитин К.А. С. 306.
Никитин С.А. С. 5
Носенко Г.А. С. 5
Олейников А.Д. С. 191
Орлова Е.Ю. С. 539
Осокин Н.И. С. 59, 475
Осташов А.А. С. 201
Павлова М.Р. С. 333
Павлова Н.А. С. 333
Пакин Г.Ю. С. 135, 423
Папина Т.С. С. 333
Парфенова М.Р. С. 529
Петраков Д.А. С. 49, 460
Пижанкова Е.И. С. 411
Поздняков С.П. С. 67
Попов С.В. С. 39
Порубаев В.С. С. 355
Пряхина Г.В. С. 39
Пьянков С.В. С. 494
Ринке А. С. 529
Рогов В.В. С. 557
Родионова П.М. С. 245
Рототаева О.В. С. 5
Рыжик И.В. С. 307
Савенко А.В. С. 363
Сакс Т. С. 460
Селиверстов Ю.Г. С. 245, 460
Семенов В.А. С. 529
Симоненков Д.В. С. 483
Симонова Г.В. С. 557
Скакун А.А. С. 437
Слагода Е.А. С. 557
Смирнов А.С. С. 213
Смирнов А.В. С. 306.
Смирнов В.Г. С. 377
Сократов С.А. С. 245, 460
Соломаха Т.А. С. 103
Сосновский А.В. С. 182, 475
Стрелецкая И.Д. С. 363
Тарасова Л.Н. С. 5
Таратунина Н.А. С. 557
Тентюков М.П. С. 483
Тимонин С.А. С. 49
Тимохов Л.А. С. 222
Тихонравова Я.В. С. 557
Токарев И.В. С. 363
Турчанинова А.С. С. 245, 460
Харланенкова Н.Е. С. 213
Черкашина А.А. С. 517
Чернов Р.А. С. 59, 182
Чернова Л.П. С. 267
Черных Д.В. С. 319
Чижова Ю.Н. С. 293
Шихов А.Н. С. 201, 494
Эйрих А.Н. С. 333
Энтин А.Л. С. 423
Язиков Е.Г. С. 483
Янут М. С. 222

Подписано в печать 22.11.2019 г. Дата выхода в свет 16.12.2019 г. Формат 60 × 88^{1/8} Цифровая печать
 Усл.печ.л. 18.0 Уч.-изд.л. 18.0 Бум.л. 9.0 Тираж 80 экз. Договорная цена Заказ 2672

Учредители: Российская академия наук, Русское географическое общество

Воспроизведено по заказу Русского географического общества
 в ООО «ИКЦ «АКАДЕМКНИГА», 109028 Москва, Подкопаевский пер., 5, мезонин 1, к. 2
 Оригинал-макет подготовлен в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки
 Институт географии Российской академии наук

16+

Отпечатано в типографии «Book Jet» (ИП Коняхин А.В.), 390005, г. Рязань, ул. Пушкина, 18, тел. (4912) 466-151

ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ ЖУРНАЛА «ЛЁД И СНЕГ»

В журнале публикуются статьи по проблемам гляциологии, а также научные сообщения теоретического, методического, экспериментального и прикладного характера, тематические обзоры, критические статьи и рецензии, библиографические сводки, хроника научной жизни. В каждом номере журнала несколько статей могут быть напечатаны с цветными иллюстрациями. Тексты статей представляются на русском языке или хорошем английском. Все материалы передаются в редакцию в электронном виде в сопровождении бумажной версии текста и рисунков. Объём статей – до 20 страниц текста (через 1,5 интервала), включая таблицы и список литературы; рисунков – не более 4–6. Текст набирается в формате Word. Параметры набора: шрифт Times New Roman, кегль 12, интервал 1,5; поля: верхнее и нижнее 2 см, левое 3 см, правое 1,5 см. Страницы статьи нумеруются. Статья проходит двойное внешнее рецензирование.

Статьи оформляются следующим образом. Сначала даются: УДК; *на русском языке* – название статьи, инициалы и фамилии всех авторов; полное название организации(ций), где выполнена работа; электронный адрес автора, ответственного за связь с редакцией. Затем те же сведения даются *на английском языке*, т.е.: заглавие и авторы; полное название организации(ций), где выполнена работа; второй раз e-mail главного автора. После этого на английском языке пишутся ключевые слова (не более 10) и авторское Summary статьи на 20–25 строк (здесь же обязательно прилагается перевод Summary на русский язык). Далее продолжается информация *на русском языке*: ключевые слова (не более 10); краткая аннотация (7–10 строк). Затем начинается текст статьи.

Основной текст разбивается на рубрики. Обычно это введение, постановка проблемы, методика исследований, результаты исследований, обсуждение результатов, заключение (выводы). В конце статьи следует привести благодарности лицам, оказавшим помощь в подготовке статьи, и дать ссылку на грант, способствовавший выполнению этой работы. *Благодарности даются на русском, а затем на английском языке (Acknowledgments).*

Для статьи, представляемой *на английском языке*, требуются: УДК; *перевод на русский язык* всей информации, которая даётся перед началом статьи в журнале. Кроме того, в конце статьи необходимо поместить расширенный реферат на русском языке (1–1,5 стр.). Должны быть также переведены на русский язык подписи к рисункам.

Ссылки на литературу нумеруются *последовательно, в соответствии с порядком их первого упоминания в тексте*. В списке литературы под заголовком «Литература» указываются только опубликованные работы, на которые есть ссылки в тексте. Ссылки по тексту даются в квадратных скобках. Список литературы должен быть точно выверен авторами по правилам журнала, см. сайт <http://ice-snow.igras.ru>.

Затем следуют подрисуночные подписи на русском и английском языках. Далее помещаются таблицы. В тексте даются ссылки на все таблицы. Таблицы и графы в них должны иметь заголовки, сокращения слов в таблицах не допускаются. Таблицы, как и текст, набираются в формате Word.

Математические обозначения, символы и простые формулы набираются основным шрифтом статьи, а сложные формулы – в MathType. *Нумеруются только те формулы, на которые есть ссылки по тексту*. Русские и греческие буквы в формулах и тексте, а также химические элементы набираются прямым шрифтом, латинские буквы – курсивом. Аббревиатуры в тексте, кроме общепринятых, не допускаются.

Рисунки и фотографии помещаются в отдельных файлах: для растровых изображений в формате JPEG/TIFF/PSD, для цветных – в формате, совместимом с CorelDraw или Adobe Illustrator (не допускаются рисунки в формате Word или Excel). Публикация цветных иллюстраций ограничена. Рисунки должны быть вычерчены электронным образом и не перегружены лишней информацией. Если рисунки требуют электронного объёма более 800–1000 КБ, например фотографии или карты, то их следует продублировать, максимально уменьшив (менее 200 КБ), и дать в JPEG (для пересылки электронной почтой рецензентам, в редакции работают с оригиналами 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.А. Екайкин, В.Я. Липенков, А.Н. Верес, А.В. Козачек, А.А. Скакун.

О возможности реконструкции климатического сигнала в нарушенной записи изотопного состава древнего льда (0,4–1,2 млн лет назад) в керне станции Восток (Центральная Антарктида). 437

А.В. Кислов, А.Ф. Глазовский. Моделирование динамики приливного ледника Ханса (Шпицберген) на основе стохастической модели. 452**А.С. Турчанинова, А.В. Лазарев, Е.С. Марченко, Ю.Г. Селиверстов, С.А. Сократов, Д.А. Петраков, М. Барандун, Р. Кенжебаев, Т. Сакс.** Методика оценки лавинного питания (на примере трёх ледников Тянь-Шаня). 460

Снежный покров и снежные лавины

А.В. Сосновский, Н.И. Осокин. Влияние оттепелей на снежный покров и промерзание грунта при современных изменениях климата. 475**М.П. Тентюков, Д.Н. Габов, Д.В. Симоненков, Е.Г. Языков.** Загрязнение поверхности снега полициклическими ароматическими углеводородами при образовании изморози. 483**С.В. Пьянков, А.Н. Шихов, П.Г. Михайлюкова.** Моделирование снегонакопления и снеготаяния в бассейне р. Кама с применением данных глобальных моделей прогноза погоды. 494

Подземные льды и наледи

В.М. Лыткин, К.И. Бажин, В.В. Куницкий. Каменные глетчеры хребта Улахан-Чистай (осевая часть горной системы Черского). 509**Н.Н. Воропай, М.В. Киселев, А.А. Черкашина.** Мониторинг температуры почв на многолетнемёрзлых породах в естественных и антропогенно нарушенных условиях Тункинской котловины. 517

Морские, речные и озёрные льды

М.Г. Акперов, В.А. Семенов, И.И. Мохов, М.Р. Парфенова, М.А. Дембицкая, Д.Д. Бокучава, А. Ринке, В. Дорн. Влияние океанического притока тепла в Баренцево море на региональные изменения ледовитости и статической устойчивости атмосферы. 529**О.М. Андреев, Д.В. Драбенко, Р.А. Виноградов, Е.Ю. Орлова.** Влияние потепления климата на прочностные характеристики льда в Обской губе. 539**В.Н. Баклагин.** Влияние метеорологических условий на формирование ледового режима Онежского озера. 546

Палеогляциология

Я.В. Тихонравова, А.В. Лупачев, Е.А. Слагода, В.В. Rogov, А.О. Кузнецова, В.И. Бутаков, Г.В. Симонова, Н.А. Таратунина, Д.Р. Муллануров. Строение и формирование ледогрунтовых жил второй озёрно-аллювиальной террасы на севере Гыдана в позднем неоплейстоцене-голоцене. 557

Обзоры и хроника

А.Я. Муравьев. «Взаимодействие элементов природной среды в высокоширотных условиях». Всероссийская научная конференция в Сочи (сентябрь 2019 г.). 571

Содержание журнала за 2019 год. 574