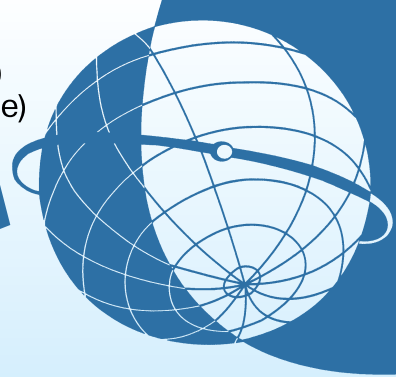


ISSN 2076-6734 (Print)
ISSN 2412-3765 (Online)



Лёд и Снег Ice and Snow



ТОМ **59**
№ **3**, 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. Mikhalkenko, F. Navarro (Spain), N.I. Osokin,
A.V. Panin, V.V. Popova, D. Raynaud (France), A.N. Salamatina,
V.A. Semenov, I.V. Seversky (Kazakhstan), S.A. Sokratov,
O.N. Solomina (deputy of the Editor-in-Chief), 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: Язык ледника Корженевского в бассейне р.Чилик (Зайлиийский Алатау)
летом 2007 г. Фото В.П. Благовещенского

Photo on the cover: The tongue of the Korzhenevsky Glacier in the Chilik River Basin (Zailiysky
Alatau Range), summer of 2007. Photo by V.P. Blagoveshchensky

© Российская академия наук, 2019

© Русское географическое общество, 2019

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

© В.П. Благовещенский, 2019

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
INSTITUTE OF GEOGRAPHY

РУССКОЕ
ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО



RUSSIAN
GEOGRAPHICAL SOCIETY

Лёд и Снег

Том 59, № 3, 2019

Ice and Snow

Contents

Glaciers and Ice Sheets

- Yu.N. Chizhova, V.N. Mikhaleiko, Yu.K. Vasil'chuk, N.A. Budantseva, A.V. Kozachek, S.S. Kutuzov, I.I. Lavrentiev.* Isotopic composition of oxygen in snow-and-firn thickness on the Eastern peak of Elbrus, the Caucasus 293

Express Information

- S.S. Kutuzov, A.A. Erofeev, I.I. Lavrentiev, A.M. Smirnov, S.G. Kopysov, Z.R. Abbasov, K.A. Nikitin.* Observations were re-established on Aktru glaciers in Altai 306

Snow Cover and Avalanches

- M.V. Mityaev, M.V. Gerasimova, I.V. Ryzhik, T.G. Ishkulova.* Insoluble fractions of aerosols and heavy metals in fresh snow in the North-West of the Kola Peninsula in 2018 307
- L.F. Lubenets, D.V. Chernykh.* Intra-landscape distribution of snow storage in the Mayma river basin (low-mountain area of the Russian Altai) 319

Ground Ice and Icings

- A.A. Galanin, T.S. Papina, M.R. Pavlova, A.N. Eyrikh, N.A. Pavlova.* Stable isotopes of ^{18}O and D in key components of water flows and the permafrost zone of Central Yakutia (Eastern Siberia) 333

Sea, River and Lake Ice

- E.U. Mironov, V.S. Porubaev.* Estimation of the age of ice hummocks in the freezing seas 355
- A.I. Kizyakov, I.D. Streletskaya, A.V. Savenko, I.A. Kraynyukova, I.V. Tokarev.* Chemical, isotopic and gas composition of the first-year sea ice in 2013–2015 from the data of cores taken at the BARNEO drifting stations 363
- I.A. Bychkova, V.G. Smirnov.* The iceberg drift study near Severnaya Zemlya in the spring of 2018 by remote sensing data 377

Applied Problems

- E.A. Bondarevich.* Assessment of technogenic pollution of the urban environment in Chita by the snow cover state 389

Reviews and News

- V.M. Kotlyakov.* XX century: Brief historical outline of Soviet/Russian glaciology 401
- V.I. Kravtsova, E.I. Pizhankova, A.I. Kizyakov, A.V. Gavrilov.* Satellite images in the new Atlas «Russian Arctic» 411
- The annual prize of the World Meteorological Organization in 2019 was awarded to a member of the editorial board of our journal Sergey Zilitinkevich 388

Travels, Discoveries

- M.D. Ananicheva, G.Yu. Pakin, A.L. Entin.* Studies of the glaciers located on the Verkhneangarsky mountain range 423

Содержание

Ледники и ледниковые покровы

- Ю.Н. Чижова, В.Н. Михаленко, Ю.К. Васильчук, Н.А. Буданцева, А.В. Козачек, С.С. Кутузов, И.И. Лаврентьев.* Изотопный состав кислорода снежно-фирновой толщи на Восточной вершине Эльбруса 293

Экспресс-информация

- С.С. Кутузов, А.А. Ерофеев, И.И. Лаврентьев, А.М. Смирнов, С.Г. Копысов, З.Р. Аббасов, К.А. Никитин.* Восстановлены наблюдения на ледниках Актру на Алтае 306

Снежный покров и снежные лавины

- М.В. Митяев, М.В. Герасимова, И.В. Рыжик, Т.Г. Ишкурова.* Нерастворимые фракции аэрозолей и тяжёлых металлов в свежеснеговом снеге на северо-западе Кольского полуострова в 2018 г. 307
- Л.Ф. Лубенец, Д.В. Черных.* Внутриландшафтное распределение снегозапасов в бассейне р. Майма (низкогорья Русского Алтая) 319

Подземные льды и наледи

- А.А. Галанин, М.Р. Павлова, Т.С. Папина, А.Н. Эйрих, Н.А. Павлова.* Стабильные изотопы ^{18}O и D в ключевых компонентах водного стока и криолитозоны Центральной Якутии (Восточная Сибирь) 333

Морские, речные и озёрные льды

- Е.У. Миронов, В.С. Порубаев.* Оценка возраста гряд торосов в замерзающих морях 355
- А.И. Кизяков, И.Д. Стрелецкая, А.В. Савенко, И.А. Крайнюкова, И.В. Токарев.* Химический, изотопный и газовый состав однолетнего морского льда по данным кернов дрейфующих станций БАРНЕО за 2013–2015 гг. 363
- И.А. Бычкова, В.Г. Смирнов.* Изучение дрейфа айсбергов у побережья Северной Земли весной 2018 г. с помощью спутниковой информации 377

Прикладные проблемы

- Е.А. Бондаревич.* Оценка техногенного загрязнения городской среды Читы по состоянию снежного покрова 389

Обзоры и хроника

- В.М. Котляков.* XX век: Историческая канва советской/российской гляциологии 401
- В.И. Кравцова, Е.И. Пижанкова, А.И. Кизяков, А.В. Гаврилов.* Космические снимки в новом Атласе «Российская Арктика» 411
- Ежегодная премия Всемирной метеорологической организации в 2019 году присуждена члену редколлегии нашего журнала Сергею Сергеевичу Зилитинкевичу 388

Путешествия, открытия

- М.Д. Ананичева, Г.Ю. Пакин, А.Л. Энтин.* Исследования Верхнеангарской группы ледников 423

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 coffeebreaks, 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 551.583.2

<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-3-426>

Изотопный состав кислорода снежно-фирновой толщи на Восточной вершине Эльбруса

© 2019 г. Ю.Н. Чижова^{1*}, В.Н. Михаленко², Ю.К. Васильчук³, Н.А. Буданцева³,
А.В. Козачек⁴, С.С. Кутузов², И.И. Лаврентьев²

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия; ²Институт географии РАН, Москва, Россия; ³Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия;

⁴Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия

*eacentr@yandex.ru

Isotopic composition of oxygen in snow-and-firn thickness on the Eastern peak of Elbrus, the Caucasus

Yu.N. Chizhova^{1*}, V.N. Mikhaleiko², Yu.K. Vasil'chuk³, N.A. Budantseva³,
A.V. Kozachek⁴, S.S. Kutuzov², I.I. Lavrentiev²

¹Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia;

²Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia; ³Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; ⁴Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

*eacentr@yandex.ru

Received January 31, 2019 / Revised March 29, 2019 / Accepted June 13, 2019

Keywords: *Elbrus, oxygen isotopes, seasonal variations, snow-firn thickness.*

Summary

The isotopic composition of oxygen of the snow-and-firn and snow thickness on the Eastern peak of Elbrus had been studied. In 2006–2008, a number of snow samples were taken in the near-peak area of Elbrus to analyze the isotopic composition of them. The drilling was performed at the crater of the Eastern peak in 2006 (64 samples) while in 2017 the samples were taken from snow pit (25 samples). Another core to a depth of 23.8 m was extracted at the Western Plateau (118 samples) for the purpose to compare local $\delta^{18}\text{O}$ values with samples from the Eastern peak. The $\delta^{18}\text{O}$ values in the snow-and-firn thickness from the crater of the Eastern peak vary from -6.8 to -19.41 ‰ with the average value of -12.61 ‰. It was revealed that snow layers with extremely low values of $\delta^{18}\text{O}$ (down to -30 ‰) found on the eastern slope were absent on the western plateau. The loss of part of the annual isotope precipitation signal due to the winter extra light horizons could be caused by two reasons: wind drift of the freshly deposited snow, as well as the absence of part of the winter snowfalls with isotope-light precipitation at altitudes higher 5300 m. Seasonal variations of $\delta^{18}\text{O}$ values, equal to 12 ‰ and found in the snow-and-firn thickness on the Eastern peak, indicate that formation of the isotopic characteristics of snow is determined here by the equilibrium Rayleigh condensation and this is associated with the annual amplitude of the air temperature by a coefficient of 0.6 ‰/°C. In the isotopic record obtained on the Western plateau of Elbrus, the relationship of values $\delta^{18}\text{O}$ with the condensation temperature may be disturbed due to the frequent change of the main moisture-bearing air masses. This leads to significantly different $\delta^{18}\text{O}$ values in precipitation at the same temperatures (the connection of seasonal $\delta^{18}\text{O}$ values with the annual amplitude of air temperature varies from 0.3 to 1.12 ‰/°C).

Citation: Chizhova Yu.N., Mikhaleiko V.N., Vasil'chuk Yu.K., Budantseva N.A., Kozachek A.V., Kutuzov S.S., Lavrentiev I.I. Isotopic composition of oxygen in snow-and-firn thickness on the Eastern peak of Elbrus, the Caucasus. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2019. 59 (3): 293–305. [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-3-426>.

Поступила 31 января 2019 г. / После доработки 29 марта 2019 г. / Принята к печати 13 июня 2019 г.

Ключевые слова: *изотопный состав кислорода, сезонные вариации, снег, Эльбрус.*

Установлены сезонные вариации значений $\delta^{18}\text{O}$ в снежно-фирновой толще на Восточной вершине Эльбруса от $-6,8$ до $-19,41$ ‰ при среднем значении $-12,61$ ‰. В отличие от Западного плато здесь отсутствуют слои снега с экстремально низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$. Потеря части годового изотопного сигнала осадков за счёт зимних экстремально лёгких горизонтов связана с ветровым сносом уже отложенного снега и отсутствием части зимних снегопадов с изотопно лёгкими осадками на высотах более 5300 м.

Введение

Изотопный состав кислорода атмосферных осадков содержит информацию об условиях конденсации, в том числе о температуре воздуха [1]. Эта климатическая информация особенно надёжно фиксируется в снежных осадках Гренландии и Антарктиды, что сделало ледниковые керны надёжными палеотермометрами. Горные ледники также представляют собой архивы палеоклиматической информации. Бурение ледников в высокогорной части Эльбруса [2, 3] показало, что в изотопной записи по глубокому керну с Западного плато Эльбруса (высота 5115 м над ур. моря) не обнаруживается прямой связи изотопных значений с температурой воздуха. Интерпретация профилей $\delta^{18}\text{O}$ в ледниковых кернах требует критической оценки влияния постседиментационных процессов, нарушающих первичную изотопную стратификацию. Даже в течение одного сезона аккумуляции такие процессы сглаживают изотопный сигнал отдельных снегопадов, выравнивают изотопный профиль, а в многолетнем масштабе приводят к уменьшению межгодовой вариативности изотопного профиля, что затрудняет использование изотопной записи ледниковых кернов в качестве палеотермометра.

До наступления весеннего таяния и проникновения талой воды в снежную толщу ветровая эрозия и сублимация снега в наибольшей степени контролируют постседиментационную модификацию изотопной стратиграфии снежного покрова. Поскольку зимний снег, как правило, имеет низкую плотность, он более восприимчив к ветровому переотложению [4]. Участки высокогорий, для которых характерны сильные ветры в зимние месяцы, обычно лишены части низких значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$, связанных с выпадением осадков зимнего сезона при низких температурах [5]. В естественном снежном покрове, залегающем на поверхности грунта, геотермальный поток приводит к выраженному

температурному градиенту, переносу пара, перекристаллизации и формированию горизонтов глубинной изморози. Показано, что эти процессы сопровождаются увеличением значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ в нижних частях снежного покрова [6–10]. Отметим, что, в то время как диффузия во льду очень мала, диффузия водяного пара в поровом пространстве снега и фирна примерно в 1000 раз больше и направлена на сглаживание изотопных градиентов, возникающих при сублимации и перекристаллизации снега и фирна [11–13].

При интерпретации изотопных записей по ледниковым кернам, как и по ледниковому льду в целом, одна из важных задач — установление исходного изотопного сигнала осадков. На Эльбрусе формирование начальных изотопных характеристик снежного покрова очень неоднозначно. Ранее установлено, что в свежевыпавшем снеге на южном склоне Эльбруса в отдельные сезоны может наблюдаться проявление высотного изотопного эффекта с разным градиентом $\delta^{18}\text{O}$ /высота на разных высотных уровнях [14, 15]. При этом в большинстве случаев высотный изотопный эффект вообще не проявлен, а иногда зафиксирован обратный высотный эффект в распределении $\delta^{18}\text{O}$ в свежем снеге [16]. Подобные особенности в распределении значений $\delta^{18}\text{O}$ (а также $\delta^2\text{H}$ и d_{ex}) по высоте в снежном покрове могут быть также связаны с разными механизмами разгрузки воздушных масс на склонах Эльбруса. В 2006–2008 гг. в привершинной области Эльбруса были отобраны образцы снега для исследования их изотопного состава, а в 2006 и 2017 гг. в кратере Восточной вершины отобраны образцы из снежно-фирновой толщи для установления изотопных вариаций.

Наиболее детальные данные о содержании ^{18}O и ^2H в снежно-фирновой толще и льду Эльбруса получены по Западному плато. В 2004 г. с помощью неглубокого керна бурения на Западном плато Эльбруса ($43^\circ 20' 53,9''$ с.ш., $42^\circ 25' 36,0''$ в.д.; абсолютная высота 5115 м, рис. 1), был получен керн до глубины 21,4 м. По результатам исследо-

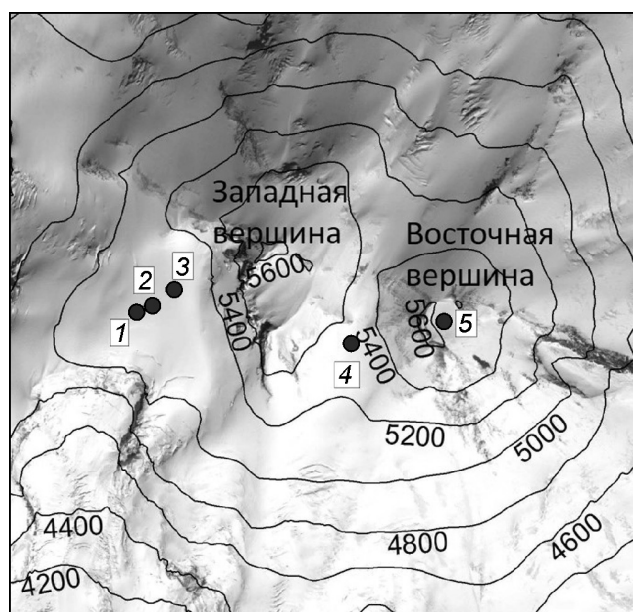


Рис. 1. Схема района исследований.

Привершинная область Эльбруса, точки отбора образцов: 1 – Западное плато скв. 2009 г.; 2 – Западное плато скв. 2004 г.; 3 – Западное плато скв. и шурф 2017 г.; 4 – шурф в седловине Эльбруса в 2006 г.; 5 – скв. 2006 г. и шурф 2017 г. в кратере Восточной вершины Эльбруса. В качестве фона использован снимок Pléiades 08.09.2017 г.

Fig. 1. Study area.

Summit area of Elbrus, sampling sites are marked with red circles: 1 – Western plateau, 2009 borehole; 2 – Western plateau, 2004 borehole; 3 – Western plateau, snow pit and borehole in 2017; 4 – snow pit in the col of Elbrus in 2006; 5 – borehole in 2006 and snow pit in 2017 at the eastern crater of Elbrus. Pléiades image 08.09.2017 used as a background

вания изотопного состава кислорода и водорода льда сделан вывод о сохранности климатического сигнала [17]. Позднее, в 2009 г., здесь же в снежно-фирновой зоне льдообразования на той же высоте выполнено бурение и получен ненарушенный керн длиной 181,8 м от поверхности до ложа ледника [2, 3]. Для льда до глубины 106,7 м установлены значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$, показавшие выраженный сезонный сигнал, с помощью которого был датирован керн.

Анализ связи изотопного состава кислорода льда со средневзвешенной по осадкам температурой воздуха на ближайших к Эльбрусу метеостанциях (ГМС) показал, что и для летних, и для зимних сезонов, выделенных по вариациям $\delta^{18}\text{O}$ в керне, корреляция с температурой незначима [3]. Таким образом, накопление снега на Эльбрусе, с одной стороны, связано с глобальными процессами его переноса в атмосфере на

больших высотах, поэтому не всегда выдерживает сопоставления с метеоинформацией по долинным станциям. С другой стороны, формирование изотопного состава снежного покрова на разных высотных уровнях имеет свои особенности. В настоящей работе исследуется изотопный состав кислорода и водорода снега и фирна из наиболее высокой зоны оледенения Эльбруса и полученные характеристики сопоставляются с полученными ранее на Западном плато.

Материалы и методы

12 и 13 июля 2006 г. в кратере Восточной вершины Эльбруса на высоте 5600 м в точке с координатами $43^\circ 20' 54''$ с.ш.; $42^\circ 27' 18''$ в.д. был заложен снежный шурф, со дна которого пробурена скважина с отбором керна (см. рис. 1). Общая глубина вскрытой толщи составила 6,5 м. Измерены плотность снега и температура снежной толщи; для исследования изотопного состава кислорода отобрано 64 образца. При плотности снега от $0,25 \text{ г/см}^3$ у поверхности до $0,6 \text{ г/см}^3$ на глубине 6,3 м водозапас керна до этой глубины составил 3,07 м в.э. Мы используем значения в метрах водного эквивалента для рассмотрения вариаций $\delta^{18}\text{O}$ по глубине, поскольку при послойном отборе это даёт возможность рассматривать полную изотопную запись всех выпавших осадков и сопоставить ледниковые и фирновые керны, полученные в зонах с разным снегонакоплением.

Чуть ниже, в седловине Эльбруса, на высоте 5300 м 11 июля 2006 г. был заложен шурф глубиной 1 м с отбором образцов снега на изотопный анализ с разрешением 10 см. В 2007 г. на Западном плато Эльбруса на высоте 5115 м был заложен снежный шурф глубиной 1,8 м. Образцы на изотопный анализ отбирали с разрешением 10 см на следующий день после мощного снегопада, который продолжался три часа и сопровождался грозой. Таким образом, поверхностный снег был свежеснеженным. Согласно непосредственным наблюдениям, осадки выпадали из конвективного облака. В 2008 г. на Западном плато Эльбруса на высоте 5115 м был заложен снежный шурф глубиной 1,9 м, вскрывший сезонную снежную толщу. Плотность снега варьировала от $0,15$ до $0,4 \text{ г/см}^3$, отбор 25 образ-

цов на изотопный анализ проводился с разрешением 10 см. В 2017 г на Западном плато получен керн до глубины 23,8 м (118 образцов).

В летний сезон 2017 г. был пройден шурф на Восточной вершине глубиной 2,5 м. Разрез снежной толщи в шурфе представлен мелко-, среднезернистым и фирнизованным снегом, плотность снега варьировала от 0,31 до 0,57 г/см³. Образцы отбирали с разрешением 10 см, глубина отбора в водном эквиваленте составила 1,02 м. Для отбора образцов снега использовали стерильные полиэтиленовые пакеты. Снег плавил на месте отбора при положительной температуре. До начала анализа образцы хранили в холодильнике без замораживания.

Изотопный анализ образцов 2004 г. выполнен в лаборатории Центра полярных исследований им. Р. Берда Университета штата Огайо в США, изотопные определения образцов 2006 г. и снега из шурфов – в изотопной лаборатории географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова. Измерения вели в постоянном потоке гелия IRMS-CF на масс-спектрометре Delta-V со стандартной опцией газ-бенч. Образцы 2017 г. исследовали на лазерном анализаторе изотопного состава Picarro L2120-i в Лаборатории изменений климата и окружающей среды (ЛИКОС) Арктического и Антарктического научно-исследовательского института (ААНИИ). Все измерения откалиброваны относительно международных стандартов V-SMOW2, SLAP2. Изотопный состав кислорода выражается в значениях $\delta^{18}\text{O}$

$$\delta^{18}\text{O} = \delta \frac{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}_{\text{обр}} - \frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}_{\text{станд}} \right)}{\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}_{\text{станд}}} 100\text{‰}$$

относительно SMOW.

Результаты и обсуждение

Значения $\delta^{18}\text{O}$ в керне снежно-фирновой толщи 2006 г. на Восточной вершине изменяются от –6,8 до –19,41 ‰ при среднем значении –12,61 ‰ ($\pm 2,97$). Общий диапазон вариаций по глубине от 0 до 3 м в.э. составил 12,6 ‰ (рис. 2). Судя по распределению значений $\delta^{18}\text{O}$, два верхних сезонных пика указывают на два года аккумуляции, которую приблизительно

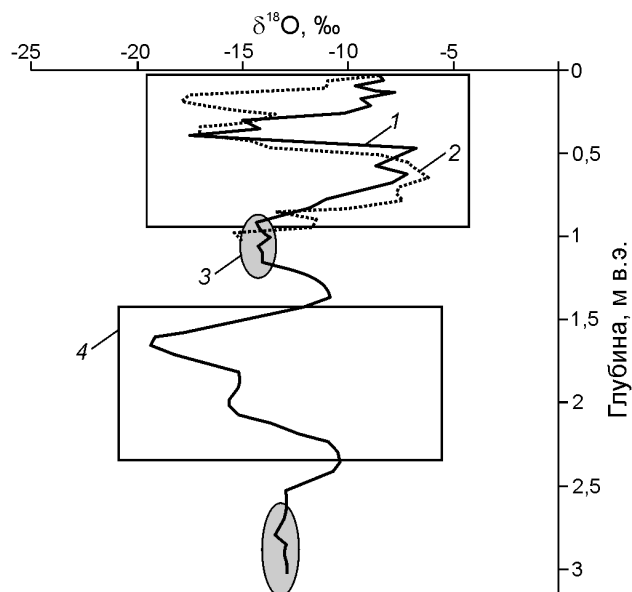


Рис. 2. Распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ в кернах снежно-фирновой толщи Восточной вершины:

1 – полученных в 2006 г.; 2 – то же, в 2017 г.; 3 – относительно гомогенные участки изотопной кривой 2006 г.; 4 – участки сопоставления вариативности изотопной кривой 2006 г. Шкала глубины приведена в единицах водозапаса, м в.э.

Fig. 2. The distribution of $\delta^{18}\text{O}$ values in the snow-ice cores obtained at the eastern crater of Elbrus:

1 – in 2006; 2 – in 2017; 3 – relatively homogeneous sections of the isotope curve of 2006; 4 – sections of comparison of the peaks variation on the curve. The depth is given as m water equivalent

можно оценить в 0,5 м в.э./год. Это значение можно использовать для сопоставления с синхронными данными по Западному плато. Начиная с глубины 1,5 м в.э., на изотопной кривой отражаются процессы сглаживания и осреднения первичного изотопного сигнала осадков. На изотопной кривой выделяются два участка (на глубинах 0,92–1,17 и 2,59–3,07 м в.э.), где значения $\delta^{18}\text{O}$ однородны. Возможно, снег на этих глубинах представляет собой уплотнённые горизонты (ветровые доски), сформированные либо одним снегопадом, либо метелевым переотложением. Большая мощность этих изотопно-однородных пачек снега, особенно на глубине 2,59–3,07 м в.э., практически равная годовому накоплению снега на Восточной вершине, довольно неожиданна, поскольку трудно предположить, что за один снегопад (представлен однородными значениями $\delta^{18}\text{O}$ снега) выпала годовая норма осадков. Одно из объяснений такого однородного распределения значений

$\delta^{18}\text{O}$ — сглаживание изотопного профиля процессами диффузии в фирновом пространстве. Однако выраженная гомогенизация отмечена не только на глубинах 2,6–3 м в.э., но и выше по профилю (глубина 0,92–1,17 м в.э.) (см. рис. 2). К сожалению, незначительная глубина керна 2006 г. не позволяет нам сделать более обоснованные предположения.

В снежной толще, опробованной в 2017 г. до глубины 1,02 м в.э., значения $\delta^{18}\text{O}$ изменяются от $-6,17$ до $-17,89$ ‰ при среднем значении $-12,03 \pm 3,79$ ‰ (см. рис. 2), что численно совпадает с вариациями значений $\delta^{18}\text{O}$ в верхней части толщи в 2006 г. Судя по сезонным пикам кривой $\delta^{18}\text{O}$, в толще 1,02 м в.э. представлено два годовых цикла, что также указывает на величину годового накопления в 0,5 м в.э. в год. Значения $\delta^2\text{H}$ составляют от $-29,7$ до $-127,1$ ‰ (среднее $-80,1$ ‰). Величина дейтериевого эксцесса ($d_{\text{exc}} = \delta^2\text{H} - 8\delta^{18}\text{O}$ [1]) изменяется от 12 до 19,7 ‰ (среднее 16,1 ‰). Высокие значения этого показателя характерны для осадков на Эльбрусе ввиду частых заносов воздушных масс из района Средиземного моря, характеризующихся величинами $d_{\text{exc}} \geq 18$ ‰ [18, 19], а также из-за возможного вклада локальной влаги, которая испарилась на прилегающей к району исследования территории и повторно конденсировала.

В 2017 г. на Западном плато Эльбруса получен керн до глубины 23,8 м, что соответствует 13 м в.э. его водозапада. Сопоставление вариаций $\delta^{18}\text{O}$ по Восточной вершине с данными, полученными на Западном плато, показывает близкий характер распределения (рис. 3). Для сопоставления сезонных величин $\delta^{18}\text{O}$ (два годовых цикла) необходимо было привести шкалы к единому масштабу. Известно, что величина снегонакопления на Западном плато выше и составляет в среднем 1,38 м в.э. в год [3]. Для соответствия двух кривых в годовых мощностях снегонакопления мы привели шкалу ординат кривой по Восточной вершине 2017 г. к глубинам (в м в.э.) керна с Западного плато 2017 г. с коэффициентом 2,8 ($2,8 = 1,38/0,5$). Видно, что в снежной толще с Восточной вершины отсутствуют наиболее лёгкие значения $\delta^{18}\text{O}$, характерные для Западного плато. Такая же тенденция отмечается и в многолетнем масштабе, если сравнить значения $\delta^{18}\text{O}$, полученные в данной работе с опубликованными ранее матери-

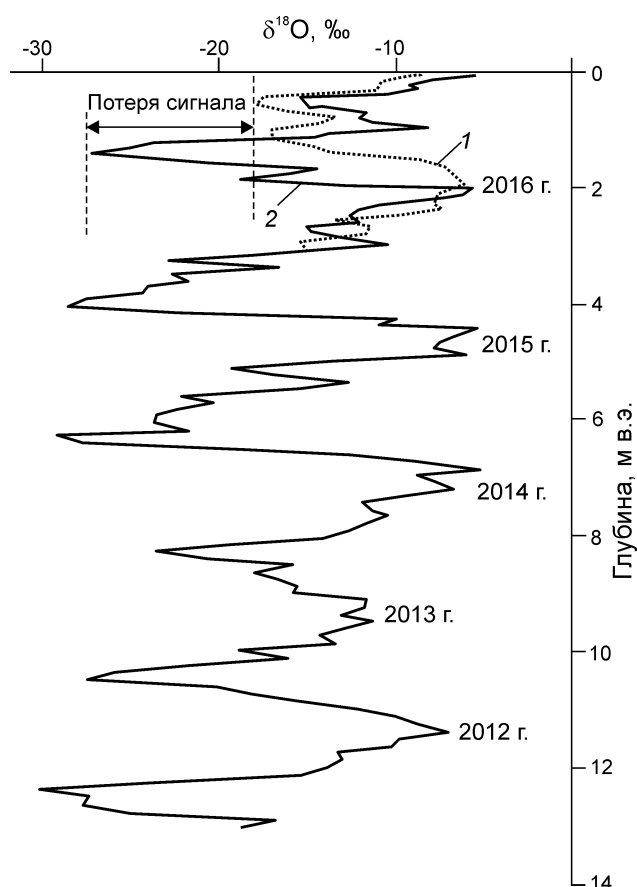


Рис. 3. Сопоставление значений $\delta^{18}\text{O}$ в снежно-фирновой толще в 2017 г.:

1 — в кратере Восточной вершины; 2 — на Западном плато. Шкала глубины приведена в единицах водозапада, м в.э.

Fig. 3. Comparison of $\delta^{18}\text{O}$ values obtained in 2017:

1 — at the eastern crater of Elbrus; 2 — at the Western Plateau. The depth is given as m water equivalent

алами (рис. 4). В целом для снежно-фирновой толщи Западного плато отмечены относительно большие амплитуды колебаний значений $\delta^{18}\text{O}$. Общий диапазон вариаций $\delta^{18}\text{O}$ в керне 2017 г. составил 25 ‰ (от $-5,2$ до $-30,2$ ‰). Близкие диапазоны по Западному плато получены при анализе керна 2004 г. и наиболее детально опробованного керна 2009 г. [2, 3, 17] (см. рис. 4).

Общий диапазон вариаций величин $\delta^{18}\text{O}$ для Восточной вершины меньше, чем для Западного плато. Это может быть связано с двумя факторами: ограничениями отбора на Восточной вершине (шестиметровый керн и шурф) и возможной потерей части изотопного сигнала на вершине по сравнению с плато. Потеря части изотопного состава атмосферных осадков на Восточной вершине может быть обусловлена ветровым сносом

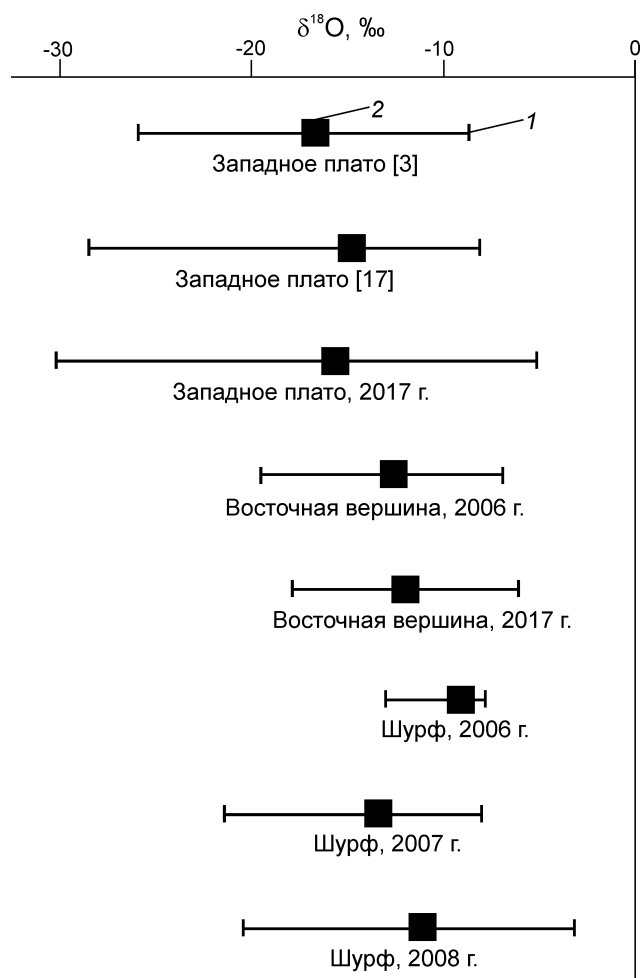


Рис. 4. Вариации значений $\delta^{18}\text{O}$ в снежно-фирновых и ледяных кернах Эльбруса:

1 – диапазон значений; 2 – среднее

Fig. 4. Variations of $\delta^{18}\text{O}$ values in snow-firn and ice cores of Elbrus:

1 – range of values; 2 – average

уже отложенного снега или отсутствием части снегопадов на этом высотном уровне.

В снежных шурфах 2006–2008 гг., пройденных на Западном плато, значения $\delta^{18}\text{O}$ отражают сезонность в накоплении снега – от низких значений $\delta^{18}\text{O}$ в основании опробованной снежной толщи до высоких значений $\delta^{18}\text{O}$ в верхней её части, представляющей собой весенне-летнее накопление снега (рис. 5). В снежной толще 2006 г. получены относительно высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ снега. Это, скорее всего, показывает, что исследованный снежный покров до глубины 1 м полностью отражает весенне-летнюю аккумуляцию. То, что диапазон вариаций $\delta^{18}\text{O}$ в сезонной пачке снега на Западном плато не со-

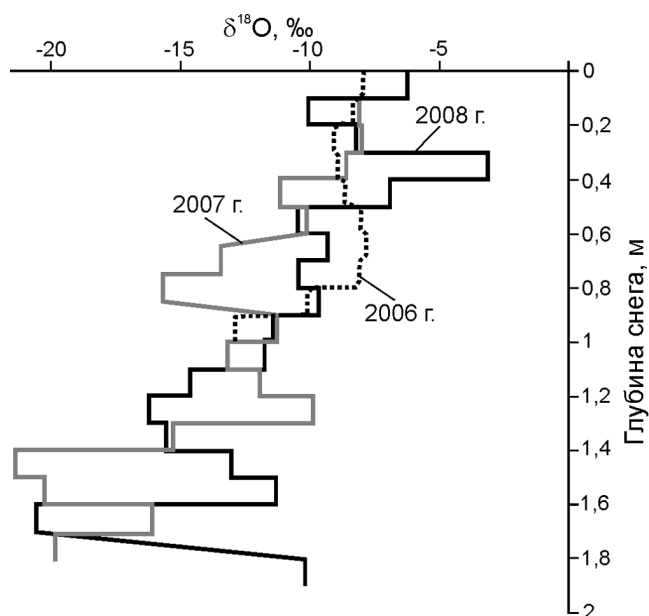


Рис. 5. Распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ в снежных шурфах на Западном плато Эльбруса

Fig. 5. The distribution of $\delta^{18}\text{O}$ values in snow pits in the Western plateau of Elbrus

ответствует среднемноголетнему диапазону по ледниковым кернам Западного плато, указывает на достаточно высокую межгодовую изменчивость изотопного состава кислорода и неполное отражение годовой аккумуляции в шурфах.

Один из критериев оценки полноты формирования изотопной записи на Восточной вершине Эльбруса – соответствие диапазонов величин $\delta^{18}\text{O}$ и температуры воздуха. Поскольку изотопный состав кислорода осадков в глобальном масштабе определяется процессом равновесной рэлеевской конденсации, между значениями $\delta^{18}\text{O}$ и температурой приземного слоя воздуха во время выпадения осадков существует линейная связь [1]. Если предположить, что на Восточной вершине происходит ветровой снос уже отложенного снега, изотопный состав которого связан с температурой воздуха, то несоответствие годовых диапазонов температуры и величин $\delta^{18}\text{O}$ будет доказательством данного предположения.

Средняя многолетняя амплитуда сезонных колебаний ($t_{\text{январь}} - t_{\text{июль}}$) среднемесячных температур воздуха составляет $17,4^\circ\text{C}$ с 2000 по 2017 г. по данным реанализа ERA-Interim [20]. Метеопараметры моделировались для уровня 500 гПа (соответствует высоте 5300 м) и координат Западного плато Эльбруса с шагом сетки $0,75^\circ \times 0,75^\circ$ также

для периода 2000–2017 гг. Подобная внутригодовая сезонная амплитуда температуры воздуха при условии равновесной изотопной конденсации осадков на Эльбрусе должна выражаться внутригодовой амплитудой значений $\delta^{18}\text{O}$ в снеге порядка 11–12 ‰ с учётом среднего коэффициента связи $t - \delta^{18}\text{O}$, равного 0,65 ‰/°C [21]. В керне 2006 г. общая амплитуда значений $\delta^{18}\text{O}$ составила 12,6 ‰, в снеге 2017 г. – около 11,7 ‰. Это означает, что в снежно-фирновой толще на Восточной вершине изотопная запись соответствует равновесной при данных температурах, и, следовательно, можно предположить лишь небольшой ветровой снос снега. Вместе с тем низкие величины $\delta^{18}\text{O}$, отмеченные на Западном плато, формируются при тех же температурных показателях. Это побудило нас сопоставить годовой ход температуры воздуха и амплитуды колебаний значений $\delta^{18}\text{O}$ в кернах с Западного плато. При интерпретации наиболее детально изученного керна с Западного плато (2009 г.) установлены высокие значения коэффициентов корреляции между скоростью снегонакопления на Западном плато Эльбруса и средними нормированными значениями количества осадков на ГМС Клухорский перевал. При этом статистически значимой корреляции изотопного состава кислорода льда с сезонной температурой воздуха (как и со средневзвешен-

ной по осадкам) не установлено [3]. Метеоинформация по ГМС Клухорский перевал использовалась нами как наиболее полная и доступная из ближайших ГМС к району исследований.

Общий диапазон сезонных значений $\delta^{18}\text{O}$ в кернах Западного плато составил 17 ‰ [3]. При этом средняя амплитуда вариаций между значениями летнего и зимнего сезона ($\Delta\delta^{18}\text{O}$) равна 9,6 ‰ (от 5 до 13,5 ‰ – см. табл. 1 в работе [3]). Средняя амплитуда сезонной температуры ($\Delta t = t_{\text{ср.зим}} - t_{\text{ср.лет}}$) для седловины Эльбруса, оценённая по метеонаблюдениям на ГМС Клухорский перевал с учётом высотного температурного градиента, составляет около 16,1 °C. За средний температурный градиент для летнего сезона принято значение в 0,64 °C/100 м (пропорционально распределению измеренного градиента с высотой, поскольку градиент вдоль южного склона Эльбруса в период абляции составляет 0,6 °C/100 м на высотах 2150–3850 м и 0,7 °C/100 м на высотах 3850–5150 м [22]). Для зимнего сезона были измерены градиенты падения температуры с высотой при четырёх разных типах погоды [16]; среднее значение коэффициента – 0,65 °C/100 м.

Отношение $\Delta\delta^{18}\text{O}/\Delta t$ для образцов льда для периода с 1960 по 2005 г. составило 0,6 ‰/°C (от 0,3 до 0,9 ‰/°C в разные годы, рис. 6). Это

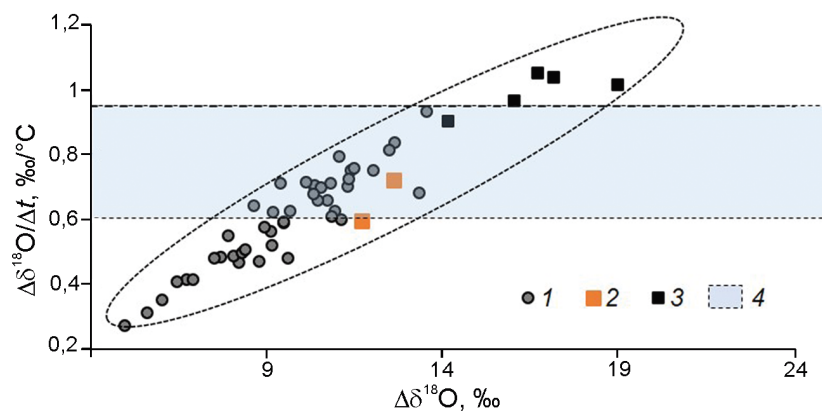


Рис. 6. Отношение средней сезонной амплитуды значений $\delta^{18}\text{O}$ к средней амплитуде температуры воздуха ($\Delta\delta^{18}\text{O}/\Delta t$) для снежно-фирновых и ледяных кернов Эльбруса в зависимости от сезонной амплитуды значений $\delta^{18}\text{O}$: 1 – в керне Западного плато (слои с 1960 по 2004 г.), рассчитаны по среднесезонным значениям, по [3]; 2 – в керне Восточной вершины 2006 и 2017 гг.; 3 – в керне на Западном плато, 2017 г.; 4 – область равновесных коэффициентов фракционирования ^{18}O при конденсации, по [1]

Fig. 6. The ratio of seasonal amplitude of $\delta^{18}\text{O}$ values to temperature amplitude ($\Delta\delta^{18}\text{O}/\Delta t$) for snow-firn and ice cores of Elbrus in relation to seasonal amplitude of $\delta^{18}\text{O}$ values:

1 – for the core from Western Plateau (layers from 1960 to 2004) are calculated by the average seasonal values [3]; 2 – for the core and snow pit from the eastern crater of Elbrus of 2006 and 2017; 3 – for the core from the Western Plateau, 2017; 4 – the area of equilibrium fractionation coefficients ^{18}O during condensation according to [1]

Таблица 1. Значения $\delta^{18}\text{O}$ зимних и летних горизонтов, общая амплитуда колебаний значений $\delta^{18}\text{O}$ в годовых слоях ($\Delta\delta^{18}\text{O}$), выделенных в керне снежно-фирновой толщи Западного плато Эльбруса в 2017 г. и соответствующие им амплитуды колебаний температуры воздуха (Δt) по наблюдениям на ГМС Клухорский перевал (с использованием средних коэффициентов падения температуры с высотой $0,64\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ для лета и $0,65\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ для зимы)

Сезон	$\delta^{18}\text{O}$ в керне, ‰	Δt , $^{\circ}\text{C}$	$\Delta\delta^{18}\text{O}$, ‰	$\Delta\delta^{18}\text{O}/\Delta t$
Лето 2016 г.	-6,42	16,5	17,15	1,04
Зима 2015/16 г.	-26,15			
Лето 2015 г.	-6,73	16,6	16,01	0,96
Зима 2014/15 г.	-28,45			
Лето 2014 г.	-7,11	15,9	16,7	1,05
Зима 2013/14 г.	-23,53			
Лето 2013 г.	-12,13	15,7	14,16	0,90
Зима 2012/13 г.	-26,68			
Лето 2012 г.	-8,92	18,7	18,97	1,01
Зима 2011/12 г.	-28,84			

значение примерно соответствует равновесному коэффициенту фракционирования ^{18}O при изобарической конденсации и конденсации при адиабатическом охлаждении. Равновесные коэффициенты связи значений $\delta^{18}\text{O}$ в осадках с температурой, рассчитанные В. Дансгором [1], варьируют от 0,6 до $0,95\text{ }^{\circ}\text{C}$ в зависимости от начальных температурных условий и степени охлаждения. Средний коэффициент для атмосферных осадков в глобальном масштабе по многолетним наблюдениям по сети GNIP составляет $0,65\text{ }^{\circ}\text{C}$ [23], для снега Гренландии оценён в $0,67\text{ }^{\circ}\text{C}$ [23]. Для снежно-фирновой толщи на Западном плато, вскрытой в 2017 г., средние годовые амплитуды значений $\delta^{18}\text{O}$ изменяются от 14,16 до 18,97 ‰ (табл. 1). Соотношение $\Delta\delta^{18}\text{O}/\Delta t$ для ледяных кернов Западного плато, как и для снежных кернов Восточной вершины, увеличивается с ростом сезонной амплитуды значений $\delta^{18}\text{O}$ (см. рис. 6).

При сезонных амплитудах значений $\delta^{18}\text{O}$ от 9 до 19 ‰ соотношение с температурой изменяется от 0,6 до $0,95\text{ }^{\circ}\text{C}$, что отражает равновесную рэлеевскую конденсацию. При уменьшении диапазона сезонных колебаний значений $\delta^{18}\text{O}$ с 9 до 5 ‰ коэффициент связи с температурой также уменьшается (см. рис. 6). Для двух сезонов, выделенных в керне с Западного плато 2017 г., получены величины $\Delta\delta^{18}\text{O}/\Delta t$, превы-

шающие равновесные. Причём для этих сезонов были характерны относительно большие сезонные амплитуды изотопного состава кислорода $\Delta\delta^{18}\text{O}$. Подобное распределение может быть связано с тем, что в годы с относительно большой сезонной амплитудой колебаний $\delta^{18}\text{O}$ изменения отношения $\Delta\delta^{18}\text{O}/\Delta t$ могут отражать изменения в источнике снега на Эльбрусе. Приход влаги из разных источников (характеризующихся разными температурными условиями в месте испарения пара) при равновесной рэлеевской конденсации на склоне продуцирует осадки с разными значениями $\delta^{18}\text{O}$ при одинаковых температурах воздуха в момент их выпадения. Смена воздушных масс, влага которых испарялась над морской поверхностью при температурах 30 и $10\text{ }^{\circ}\text{C}$, приводит к нарушению связи $\delta^{18}\text{O}/\Delta t$ в выпадающих из них осадках почти в два раза [24]. Для Эльбруса в течение года характерна быстрая смена основных воздушных масс. Чаще всего осадки приносятся из высокоширотного сектора Атлантики или из южных частей Средиземного моря. Это позволяет считать, что снег, выпадающий из таких разных воздушных масс, будет значительно различаться по содержанию ^{18}O даже, если температуры конденсации были близкими. Таким образом, значения $\delta^{18}\text{O}$ не будут отражать связи с фактической температурой воздуха.

Аналогичное нарушение равновесной связи $\delta^{18}\text{O}$ с температурой воздуха и высокие коэффициенты связи этих параметров (до $\Delta\delta^{18}\text{O}/\Delta t = 1,6\text{ }^{\circ}\text{C}$) зафиксированы для ледниковых кернов с Колле Гниффети в Альпах [25]. По четырём полученным ледниковым кернам запись $\delta^{18}\text{O}$, охватывающая последние 120 лет, показывает высокую межгодовую изменчивость, разную степень сглаживания изотопного сигнала процессами диффузии и выраженный тренд увеличения значений от 1880 к 2000 г. За последние 25 лет тренд увеличения значений $\delta^{18}\text{O}$ показывает рост температуры воздуха (при использовании коэффициента связи $0,65\text{ }^{\circ}\text{C}$ по [21]) на $3,5\text{ }^{\circ}\text{C}$, что противоречит метеорологическим наблюдениям.

Использование статистических и математических инструментов для полученных изотопных кривых и сопоставление с актуальной метеоинформацией показало завышенную чувствительность параметра $\delta^{18}\text{O}$ к изменениям температуры воздуха [25]. Это также убеждает в

Таблица 2. Сравнение данных о температуре воздуха по наблюдениям на ГМС Клухорский перевал (с использованием средних коэффициентов падения температуры с высотой 0,64 °C/100 м для лета и 0,65 °C/100 м для зимы) и по реанализу для координат Западного плато Эльбруса на высоте 500 гПа (5300 м над ур. моря) для 2000–2004 г.

Параметры	Источники метеоинформации	
	ГМС Клухорский перевал (база данных ВНИИСО)	Реанализ ERA-Interim
Средняя летняя температура (май–сентябрь), °C	–9,1	–11,6
Средняя зимняя температура (декабрь–март), °C	–25,02	–25,66
Δt (летняя–зимняя) °C	15,92	14,06
$\Delta\delta^{18}\text{O}/\Delta t$, ‰/°C	0,52	0,59

том, что циркуляционные процессы могут существенно влиять на изотопную характеристику осадков, не связанную с локальной температурой конденсации [26]. В ледниковом керне с горы Логан (Юкон) отмечены сильные сдвиги в значениях $\delta^{18}\text{O}$, связанные с изменениями в источнике водяного пара [27]. Очевидно, что и гляциологические, и атмосферные эффекты обусловлены изменчивостью климата, что затрудняет выявление единственной причины несоответствия температуры воздуха и значений $\delta^{18}\text{O}$.

Отметим, что синхронное уменьшение годовой амплитуды колебаний значений $\delta^{18}\text{O}$ и величины $\Delta\delta^{18}\text{O}/\Delta t$ (см. рис. 6), скорее всего, указывает на неполную изотопную запись по конкретному году. Причины нарушения полноты записи – резкое изменение количества осадков конкретного года (например, отсутствие зимних снегопадов, компенсированное обильными весенними снегопадами), т.е. физическое отсутствие изотопно лёгкого зимнего или изотопно тяжёлого летнего снега в разрезе. Метеорологическая информация по ближайшим ГМС, даже если это температуры и средневзвешенные данные по количеству осадков, не отражает условий на склоне Эльбруса и использоваться для установления условий формирования изотопного состава снега может с большой погрешностью. Выпадение осадков на склонах Эльбруса не всегда количественно соответствует выпадению осадков на ГМС. Поэтому различия в величине $\Delta\delta^{18}\text{O}/\Delta t$ для снега и льда могут быть связаны с разным количеством осадков каждого из сезонов и соответственно с разной долей вклада конкретного сезона в формирование кумулятивной изотопной записи.

Из установленных эффектов связи значений $\delta^{18}\text{O}$ с температурами в ледниковых районах можно сделать вывод, что саму по себе запись $\delta^{18}\text{O}$ не всегда можно применять в качестве палеотермометра. Если значения $\delta^{18}\text{O}$ чувствительны

к изменениям в источнике влаги и неравномерному снегонакоплению, то изотопная запись по ледниковым кернам отражает периоды времени стабильной/нестабильной циркуляции и наилучшим образом её можно использовать в сочетании с другими температурными летописями, например, полученным по донным озёрным осадкам или дендрохронологическим данным. Если брать метеоинформацию по относительно удалённым станциям (например, ГМС Клухорский перевал), то погрешность при интерпретации изотопных данных также может возрастать (табл. 2).

Исследования климатических параметров Кавказа для периода 1961–2011 гг., основанные на статистической обработке данных по 20 метеостанциям [28], показали, что между станциями хорошо выражена корреляция по температурам воздуха. Но если рассматривать такой показатель, как количество осадков, то коэффициенты корреляции R резко падают (от 1 до 0,5) при анализе данных станций, находящихся друг от друга на расстоянии от 0 до 200 км. Если между ГМС нет надёжной связи по количеству осадков, то предполагать её наличие для склона Эльбруса даже с ближайшей ГМС также нет серьёзных оснований. Таким образом, диапазон равновесных значений $\delta^{18}\text{O}$ вполне может указывать и на более отрицательные значения на Восточной вершине. Это означает, что вопрос о частичной потере изотопного сигнала на Восточной вершине остаётся открытым.

Самые отрицательные значения $\delta^{18}\text{O}$ в снеге на Южном склоне Эльбруса отмечены на значительно меньших абсолютных высотах, чем Западное плато [16]. Если в керне 2009 г. с Западного плато на абсолютной высоте 5115 м [3] значения $\delta^{18}\text{O}$ достигали –28 ‰, а в керне 2017 г. –30,2 ‰, то в январском поверхностном снеге на южном склоне Эльбруса на высоте 3000 м значения $\delta^{18}\text{O}$ были –34‰. Есте-

ственно полагать, что фиксация всех изотопных значений выпавшего снега в фирновой толще и ледниковом льду сопровождается некоторым сглаживанием и сезонные пики изотопной кривой формируются при разном объёмном вкладе конкретных снегопадов. Поэтому отдельные экстремально низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ снегопадов (если эти снегопады были неинтенсивными и выпало малое количество осадков) могут быть не проявлены в керне. Тем не менее, на высотах 3000–3500 м на южном склоне Эльбруса существует эффект увеличения диапазона $\delta^{18}\text{O}$ за счёт аномально лёгких снегопадов, связанных, возможно, с интенсивной разгрузкой воздушных масс ранее на высотах до 4500 м, в результате чего в последующем снеге, откладывающемся на высотах 3000–3500 м, выражено изотопное истощение. Это может быть также результатом смены воздушных масс, несущих влагу из разных источников и интенсивно разгружающихся на склоне. Необходимо проведение дополнительных исследований в этом направлении.

Одна из особенностей распределения величин $\delta^{18}\text{O}$ в керне с Восточной вершины 2006 г. — сглаживание изотопных значений, начиная с глубины около 2 м в.э. (см. рис. 2), которая соответствует глубине снежно-фирновой толщи 5 м при средней плотности вышележащего снега 0,25–0,6 г/см³. Скорее всего, здесь заметную роль сыграли процессы изотопной диффузии в поровом пространстве фирна. На кривой распределения $\delta^{18}\text{O}$ на глубине от 0 до 1 м хорошо просматриваются сезонные пики — на этом участке кривой, представленной 22 образцами снега, вариативность значений $\delta^{18}\text{O}$ относительно средней величины $-10,4\text{‰}$ отражается в 10 пиках (зубьях) кривой, в то время как в нижней части керна значения $\delta^{18}\text{O}$ плавно увеличиваются сверху вниз без выраженных пиков. Дисперсия значений на этом участке (глубина от 1,5 до 2,5 м) лишь немного меньше, чем в верхнем метре (7,6 и 8,0 соответственно); визуальное отсутствие пиков в нижней части керна может указывать на сглаженность первичного изотопного сигнала. Однако небольшое число образцов и незначительная глубина керна не позволяют делать уверенных выводов, поскольку полученные значения могут отражать случайное распределение.

Скорость аккумуляции снега на Восточной вершине (по нашим расчётам равная 0,49 м в.э. в

год) почти в 3 раза ниже, чем на Западном плато, где она оценена в 1,38 м в.э. в год [3]. Это — один из главных факторов для активизации процессов диффузии [29], которая протекает с разной интенсивностью в зависимости от мощности снежных горизонтов [30].

Выводы

1. В снежной толще на Восточной вершине Эльбруса (высота 5600 м над ур. моря) в 2017 г. значения $\delta^{18}\text{O}$ изменялись в диапазоне от $-6,17$ до $-17,89\text{‰}$ при среднем значении $-12,03\text{‰}$. В верхней части керна 2006 г. значения $\delta^{18}\text{O}$ практически полностью совпадают с изотопным распределением в снежной толще 2017 г. В фирновой толще на Восточной вершине (в керне 2006 г.) значения $\delta^{18}\text{O}$ изменяются от $-6,8$ до $-19,41\text{‰}$ при среднем значении $-12,61\text{‰}$, общий диапазон вариаций составил $12,6\text{‰}$.

2. В снежной толще на Восточной вершине Эльбруса мощностью 1 м в.э. отмечаются два сезонных пика величин $\delta^{18}\text{O}$, что может указывать на двухлетнее накопление снега. Если принять это предположение, то аккумуляция здесь примерно равна 0,5 м в.э./год, что в 2,8 раза меньше годовой аккумуляции на Западном плато. Сезонные вариации $\delta^{18}\text{O}$ в 12‰ , отмеченные в снежной и фирновой толщах на Восточной вершине, показывают, что формирование изотопных характеристик снега здесь связано с равновесной рэлеевской конденсацией. По данным реанализа ERA-Interim годовой ход температуры воздуха, характерный для седловины Эльбруса (высота 5300 м над ур. моря), имеет амплитуду 17°C , расчётный диапазон изменчивости значений $\delta^{18}\text{O}$ в снежной толще равен 12‰ , что в полной мере, с учётом равновесных коэффициентов фракционирования ^{18}O , соответствует натурным наблюдениям.

3. В изотопной записи по снежно-фирновым кернам с Восточной вершины отмечено отсутствие слоёв снега с экстремально низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$, которые наблюдаются на Западном плато. Потеря части годового изотопного сигнала осадков за счёт зимних экстра лёгких горизонтов связана с двумя причинами: ветровым сносом уже отложенного снега и отсутствием части зимних снегопадов с изотопно-лёгкими осадками на высотах более 5300 м.

4. В изотопной записи по Западному плато Эльбруса связь значений $\delta^{18}\text{O}$ с температурой конденсации может нарушаться в связи с частой сменой основных влагонесущих воздушных масс. Это приводит к тому, что при одинаковых температурах воздуха формируются осадки со значительно различающимися значениями $\delta^{18}\text{O}$ (связь сезонных значений $\delta^{18}\text{O}$ с годовой амплитудой температуры воздуха варьирует от 0,3 до 1,12 ‰/°C).

Благодарности. Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (проект 17-17-01270 — полевые

работы) и РФФИ (проекты № 19-05-00813 и № 18-05-60272, изотопный анализ и интерпретация). Авторы благодарят О.В. Рототаеву за обсуждение научной проблематики и полезные замечания.

Acknowledgments. This work was supported by the Russian Foundation for Basic Research (Projects № 19-05-00813 and № 18-05-60272, isotope analysis and isotope interpretation) and Russian Science Foundation (project 17-17-01270 field work). The authors are grateful to O.V. Rototaeva for discussing and useful comments.

Литература

1. Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation // *Tellus*. 1964. V. 16. P. 436–468.
2. Mikhalenko V., Sokratov S., Kutuzov S., Ginot P., Legrand M., Preunkert S., Lavrentiev I., Kozachek A., Ekaykin A., Faïn X., Lim S., Schotterer U., Lipenkov V., Toropov P. Investigation of a deep ice core from the Elbrus western plateau, the Caucasus, Russia // *The Cryosphere*. 2015. V. 9. P. 2253–2270.
3. Козачек А.В., Екайкин А.А., Михаленко В.Н., Липенков В.Я., Кутузов С.С. Изотопный состав ледяных кернов, полученных на Западном плато Эльбруса // *Лёд и Снег*. 2015. Т. 55. № 4. С. 35–49.
4. Naftz D.L., Susong D.D., Cecil L.D., Schuster P.F. Variations between $\delta^{18}\text{O}$ in recently deposited snow and on-site air temperature, Upper Fremont Glacier, Wyoming // *Earth Paleoenvironments: Records Preserved in Mid- and Low-Latitude Glaciers. Developments in Paleoenvironmental Research*. V. 9 / Eds.: DeWayne Cecil L., Green J.R., Thompson L.G. Dordrecht: Springer, 2004. P. 217–234.
5. Fisher D.A., Koerner R.M., Paterson W.S.B., Dansgaard W., Gundestrup N., Reeh N. Effect of wind scouring on climatic records from ice-core oxygen-isotope profiles // *Nature*. 1983. V. 301. № 20. P. 205–209.
6. Friedman I., Benson C., Gleason J. Isotopic changes during snow metamorphism // *Stable Isotope Geochemistry: A Tribute to Samuel Epstein. The Geochemical Society, Special Publication*. 1991. № 3. P. 211–221.
7. Sommerfeld R.A., Friedman I., Nilles M. The Fractionation of Natural Isotopes During Temperature Gradient Metamorphism of Snow // *Seasonal Snow covers: Physics, Chemistry, Hydrology*. Eds.: H.G. Jones, W.J. Orville-Thomas. NATO ASI Series. 1987. V. 211. P. 95–105.
8. Sommerfeld R.A., Judy C., Friedman I. Isotopic changes during the formation of depth hoar in experimental snowpacks // *Stable isotope geochemistry: a tribute to Samuel Epstein*. Eds.: H.P. Taylor, Jr, O'Neill J.R.,

References

1. Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation. *Tellus*. 1964, 16: 436–468.
2. Mikhalenko V., Sokratov S., Kutuzov S., Ginot P., Legrand M., Preunkert S., Lavrentiev I., Kozachek A., Ekaykin A., Faïn X., Lim S., Schotterer U., Lipenkov V., Toropov P. Investigation of a deep ice core from the Elbrus western plateau, the Caucasus, Russia. *The Cryosphere*. 2015, 9: 2253–2270.
3. Kozachek A.V., Ekaykin A.A., Mikhalenko V.N., Lipenkov V.Ya., Kutuzov S.S. *Izotopnyy sostav ledyanykh kernov, poluchennykh na Zapadnom plato El'brusa*. Isotopic composition of ice cores obtained in the Western Plateau of Elbrus. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2015, 55 (4): 35–49. [In Russian].
4. Naftz D.L., Susong D.D., Cecil L.D., Schuster P.F. Variations Between $\delta^{18}\text{O}$ in Recently Deposited Snow and on-Site Air Temperature, Upper Fremont Glacier, Wyoming. *Earth Paleoenvironments: Records Preserved in Mid- and Low-Latitude Glaciers. Developments in Paleoenvironmental Research*. V. 9. Eds.: DeWayne Cecil L., Green J.R., Thompson L.G. Springer, Dordrecht, 2004: 217–234.
5. Fisher D.A., Koerner R.M., Paterson W.S.B., Dansgaard W., Gundestrup N., Reeh N. Effect of wind scouring on climatic records from ice-core oxygen-isotope profiles. *Nature*. 1983, 301 (20): 205–209.
6. Friedman I., Benson C., Gleason J. Isotopic changes during snow metamorphism. *Stable Isotope Geochemistry: A Tribute to Samuel Epstein. The Geochemical Society, Special Publication*. 1991, 3: 211–221.
7. Sommerfeld R.A., Friedman I., Nilles M. The Fractionation of Natural Isotopes During Temperature Gradient Metamorphism of Snow. *Seasonal Snow covers: Physics, Chemistry, Hydrology*. Eds.: H.G. Jones, W.J. Orville-Thomas. NATO ASI Series. 1987, 211: 95–105.
8. Sommerfeld R.A., Judy C., Friedman I. Isotopic changes during the formation of depth hoar in experimental snowpacks. *Stable isotope geochemistry: a tribute to Samuel Epstein*. Eds.: H.P. Taylor, Jr, O'Neill J.R., I.R. Kaplan. Washington, DC, Geochemical Society, 1991: 205–209. (Special Publication 3.)

- I.R. Kaplan. Washington, DC, Geochemical Society, 1991. P. 205–209. (Special Publication 3.)
9. *Sturm M., Benson C.S.* Vapor transport, grain growth and depth-hoar development in the subarctic snow // *Journ. of Glaciology*. 1997. V. 43. № 143. P. 42–59.
10. *Hachikubo A., Hashimoto S., Nakawo M., Nishimura K.* Isotopic mass fractionation of snow due to depth hoar formation // *Polar Meteorology. Glaciology*. 2000. V. 14. P. 1–7.
11. *Bolzan J.F., Pohjola V.A.* Reconstruction of the undiffused seasonal oxygen isotope signal in central Greenland ice cores // *Journ. of Geophys. Research*. 2000. V. 105. № C9. P. 22095–22106.
12. *Johnsen S.J., Clausen H.B., Cuffey K.M., Hoffmann G., Schwander J., Creys T.* Diffusion of stable isotopes in polar firn and ice: the isotope effect in firn diffusion. *Physics of the Ice Core Records*. Ed. By T.Hondoh. Hokkaido University Press, 2000. P. 121–140.
13. *Helsen M.M., Van de Wal R.S.W., Van den Broeke M.R., Van As D., Meijer H.A.J., Reijmer C.H.* Oxygen isotope variability in snow from western Dronning Maud Land, Antarctica and its relation to temperature. *Tellus*. 2005. Ser. B. 57 (5): 423–435.
14. *Vasil'chuk Yu.K., Chizhova Ju.N., Papesh V., Budantseva N.A.* Высотный изотопный эффект в снеге на леднике Гарабаша в Приэльбрусье // *Криосфера Земли*. 2005. Т. IX. № 4. С. 72–81.
15. *Vasil'chuk Yu.K., Chizhova Ju.N.* Высотный градиент распределения $\delta^{18}\text{O}$ и δD в атмосферных осадках и в снежном покрове высокогорных районов // *Криосфера Земли*. 2010. Т. XIV. № 1. С. 13–21.
16. *Vasil'chuk Y., Chizhova J., Frolova N., Budantseva N., Kireeva M., Oleynikov A., Tokarev I., Rets E., Vasil'chuk A.* The altitudinal isotope effect in snow on the Elbrus Mountain, Central Caucasus // *Geography, Environment, Sustainability*. 2019. <https://doi.org/10.24057/2071-9388-2018-22>.
17. *Михаленко В.Н., Кутузов С.С., Лаврентьев И.И., Кунахович М.Г., Томпсон Л.Г.* Исследования западного ледникового плато Эльбруса: результаты и перспективы // *МГИ*. 2005. Вып. 99. С. 185–190.
18. *Gat J.R., Carmi I.* Evolution of the isotopic composition of atmospheric waters in the Mediterranean Sea Area // *Journ. of Geophys. Research*. 1970. V. 75. P. 3039–3048. 10.1029/JC075i015p03039.
19. *Pfahl S., Sodemann H.* What controls deuterium excess in global precipitation? // *Climate of the Past*. 2014. V. 10. P. 771–781.
20. *Dee D.P., Uppalaa S.M., Simmons A.J., Berrisford P., Poli P., Kobayashi S., Andrae U., Balmaseda M.A., Balsamo G., Bauer P., Bechtold P., Beljaars A.C.M., van de Berg L., Bidlot J., Bormann N., Delsol C., Dragani R., Fuentes M., Geer A.J., Haimberger L., Healy S.B., Hersbach H., Holm E.V., Isaksen L., Kallberg P., Kohler M., Matricardi M., McNally A.P., Monge*
9. *Sturm M., Benson C.S.* Vapor transport, grain growth and depth-hoar development in the subarctic snow. *Journ. of Glaciology*. 1997, 43 (143): 42–59.
10. *Hachikubo A., Hashimoto S., Nakawo M., Nishimura K.* Isotopic mass fractionation of snow due to depth hoar formation. *Polar Meteorology. Glaciology*. 2000. V. 14. P. 1–7.
11. *Bolzan J.F., Pohjola V.A.* Reconstruction of the undiffused seasonal oxygen isotope signal in central Greenland ice cores. *Journ. of Geophys. Research*. 2000, 105 (C9): 22095–22106.
12. *Johnsen S.J., Clausen H.B., Cuffey K.M., Hoffmann G., Schwander J., Creys T.* Diffusion of stable isotopes in polar firn and ice: the isotope effect in firn diffusion. *Physics of the Ice Core Records*. Ed. By T.Hondoh. Hokkaido University Press, 2000: 121–140.
13. *Helsen M.M., Van de Wal R.S.W., Van den Broeke M.R., Van As D., Meijer H.A.J., Reijmer C.H.* Oxygen isotope variability in snow from western Dronning Maud Land, Antarctica and its relation to temperature. *Tellus*. 2005. Ser. B. 57 (5): 423–435.
14. *Vasil'chuk Yu.K., Chizhova Ju.N., Papesh V., Budantseva N.A.* Высотный изотопный эффект в снеге на леднике Гарабаша в Приэльбрусье. High altitude isotope effect in the snow on the Garabashi glacier in the Elbrus region. *Kriosfera Zemli. Earth's Cryosphere*. 2005, IX (4): 72–81. [In Russian].
15. *Vasil'chuk Yu.K., Chizhova Ju.N.* Высотный градиент распределения $\delta^{18}\text{O}$ и δD в атмосферных осадках и в снежном покрове высокогорных районов. Altitude gradient of $\delta^{18}\text{O}$ and δD distribution in atmospheric precipitation and in snow cover of high mountain areas. *Kriosfera Zemli. Earth's Cryosphere*. 2010, XIV (1): 13–21. [In Russian].
16. *Vasil'chuk Y., Chizhova J., Frolova N., Budantseva N., Kireeva M., Oleynikov A., Tokarev I., Rets E., Vasil'chuk A.* The altitudinal isotope effect in snow on the Elbrus Mountain, Central Caucasus. *Geography, Environment, Sustainability*. 2019. <https://doi.org/10.24057/2071-9388-2018-22>.
17. *Mikhalev V.N., Kutuzov S.S., Lavrentyev I.I., Kunakhovich M.G., Thompson L.G.* Issledovaniya zapadnogo lednikovogo plato El'brusa: rezul'taty i perspektivy. Studies of the western glacial plateau of Elbrus: results and prospects. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy. Data of Glaciological Studies*. 2005, 99: 185–190. [In Russian].
18. *Gat J.R., Carmi I.* Evolution of the isotopic composition of atmospheric Waters in the Mediterranean Sea Area. *Journ. of Geophys. Research*. 1970, 75: 3039–3048. 10.1029/JC075i015p03039.
19. *Pfahl S., Sodemann H.* What controls deuterium excess in global precipitation? *Climate of the Past*. 2014, 10: 771–781.
20. *Dee D.P., Uppalaa S.M., Simmons A.J., Berrisford P., Poli P., Kobayashi S., Andrae U., Balmaseda M.A., Balsamo G., Bauer P., Bechtold P., Beljaars A.C.M., van de Berg L., Bidlot J., Bormann N., Delsol C., Dragani R., Fuentes M., Geer A.J., Haimberger L., Healy S.B., Hersbach H., Holm E.V., Isaksen L., Kallberg P., Kohler M.,*

- Sanz B.M., Morcrette J.-J., Park B.-K., Peubey C., de Rosnay P., Tavalato C., Thepaut J.-N., Vitart F. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system // Quarterly Journ. of the Royal Meteorological Society. 2011. V. 137. P. 553–597.
21. Rozanski K., Araguas-Araguas L., Gonfiantini R. Relation between long-term trends of oxygen-18 isotope composition of precipitation and climate // Science. 1992. V. 258. P. 981–985.
 22. Торопов П.А., Михаленко В.Н., Кутузов С.С., Морозова П.А., Шестакова А.А. Температурный и радиационный режим ледников на склонах Эльбруса в период абляции за последние 65 лет // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 1. С. 5–19.
 23. Johnsen S.J., Dansgaard W., White J.W. The origin of Arctic precipitation under present and glacial condition // Tellus. 1989. V. 41. P. 452–469.
 24. Jouzel J., Alley R.B., Cuffey K.M., Dansgaard W., Groote P., Hoffmann G., Johnsen S.J., Koster R.D., Peel D., Shuman C.A., Stievenard M., Stuiver M., White J. Validity of the temperature reconstruction from water isotopes in ice cores // Journ. of Geophys. Research. 1997. V. 102. № C12. P. 26471–26487.
 25. Bohleber P., Wagenbach D., Schöner W. To what extent do water isotope records from low accumulation Alpine ice cores reproduce instrumental temperature series? // Tellus B. 2013. № 65. 20148.
 26. Sturm C., Zhang Q., Noone D. An introduction to stable water isotopes in climate models: benefits of forward proxy modelling for paleoclimatology // Climate of the Past. 2010. V. 6. P. 115–129.
 27. Fisher D., Osterberg E., Dyke A., Dahl-Jensen D. The Mt Logan Holocene late Wisconsinan isotope record: tropical Pacific-Yukon connections // Holocene. 2008. V. 18. P. 667–677.
 28. Tashilova A., Ashabokov B., Kesheva L., Teunova N. Analysis of Climate Change in the Caucasus Region: End of the 20th–Beginning of the 21st Century // Climate. 2019. V. 7. № 11. doi: 10.3390/cli7010011.
 29. Jean-Baptiste P., Jouzel J., Stievenard M., Ciais P. Experimental determination of the diffusion rate of deuterated water vapor in ice and application to the stable isotopes smoothing of ice cores // Earth and Planetary Science Letters. 1998. V. 158. P. 81–90.
 30. Van der Wel L.G., Gkinis V., Pohjola V.A., Meijer H.A.J. Snow isotope diffusion rates measured in a laboratory experiment // Journ. of Glaciology. 2011. V. 57. № 201. P. 330–338.
 - Matricardi M., McNally A.P., Monge-Sanz B.M., Morcrette J.-J., Park B.-K., Peubey C., de Rosnay P., Tavalato C., Thepaut J.-N., Vitart F. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. Quarterly Journ. of the Royal Meteorological Society. 2011, 137: 553–597.
 21. Rozanski K., Araguas-Araguas L., Gonfiantini R. Relation between long-term trends of oxygen-18 isotope composition of precipitation and climate. Science. 1992, 258: 981–985.
 22. Toropov P.A., Mikhailenko V.N., Kutuzov S.S., Morozova P.A., Shestakova A.A. *Temperaturnyi i radiatsionnyi rezhim lednikov na sklonakh El'brusa v period ablyatsii za posledniye 65 let*. Temperature and radiation regime of glaciers on slopes of the Mount Elbrus in the ablation period over last 65 years. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2016, 56 (1): 5–19. [In Russian].
 23. Johnsen S.J., Dansgaard W., White J.W. The origin of Arctic precipitation under present and glacial condition. Tellus. 1989, 41: 452–469.
 24. Jouzel J., Alley R.B., Cuffey K.M., Dansgaard W., Groote P., Hoffmann G., Johnsen S.J., Koster R.D., Peel D., Shuman C.A., Stievenard M., Stuiver M., White J. Validity of the temperature reconstruction from water isotopes in ice cores. Journ. of Geophys. Research. 1997, 102 (C12): 26471–26487.
 25. Bohleber P., Wagenbach D., Schöner W. To what extent do water isotope records from low accumulation Alpine ice cores reproduce instrumental temperature series? Tellus B. 2013, 65: 20148.
 26. Sturm C., Zhang Q., Noone D. An introduction to stable water isotopes in climate models: benefits of forward proxy modelling for paleoclimatology. Climate of the Past. 2010, 6: 115–129.
 27. Fisher D., Osterberg E., Dyke A., Dahl-Jensen D. The Mt Logan Holocene late Wisconsinan isotope record: tropical Pacific-Yukon connections. Holocene. 2008, 18: 667–677.
 28. Tashilova A., Ashabokov B., Kesheva L., Teunova N. Analysis of Climate Change in the Caucasus Region: End of the 20th–Beginning of the 21st Century. Climate. 2019, 7 (11). doi: 0.3390/cli7010011.
 29. Jean-Baptiste P., Jouzel J., Stievenard M., Ciais P. Experimental determination of the diffusion rate of deuterated water vapor in ice and application to the stable isotopes smoothing of ice cores. Earth and Planetary Science Letters. 1998, 158: 81–90.
 30. Van der Wel L.G., Gkinis V., Pohjola V.A., Meijer H.A.J. Snow isotope diffusion rates measured in a laboratory experiment. Journ. of Glaciology. 2011, 57 (201): 330–38.

Экспресс-информация

УДК 551.32

<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-3-469>

Восстановлены наблюдения на ледниках Актру на Алтае

© 2019 г. С.С. Кутузов^{1*}, А.А. Ерофеев², И.И. Лаврентьев¹, А.М. Смирнов¹,
С.Г. Копысов², З.Р. Аббасов², К.А. Никитин²

¹Институт географии РАН, Москва, Россия; ²Томский государственный университет, Томск, Россия

*s.kutuzov@gmail.com

Observations were re-established on Aktru glaciers in Altai

S.S. Kutuzov^{1*}, A.A. Erofeev², I.I. Lavrentiev¹, A.M. Smirnov¹, S.G. Kopysov², Z.R. Abbasov², K.A. Nikitin²

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

*s.kutuzov@gmail.com

В начале мая 2019 г. в ходе совместной экспедиции Томского государственного университета (ТГУ) и Института географии РАН (ИГРАН) восстановлены наблюдения за балансом массы на леднике Левый Актру на Алтае. С середины XX в. площадь ледников Горного Алтая уменьшилась примерно на 30%, при этом темпы сокращения в последнее десятилетие возросли вдвое. Долгопериодные ряды измерений баланса массы крайне важны для понимания реакции ледников на изменения климата, оценки региональных изменений водных ресурсов и глобального повышения уровня мирового океана. Наблюдения за балансом массы ледников имеют важнейшее значение для оценки изменений климата в разных регионах мира. Реакция ледников определяется набором внутренних и внешних взаимодействий, что приводит к постоянному изменению их массы. В отличие от изменения геометрии (длины, площади) ледников поверхностный баланс массы служит прямым показателем изменения климатических параметров, поскольку он непосредственно связан с выпадением твёрдых осадков и потоками энергии между поверхностью ледника и атмосферой. Понимание физических процессов, которые связывают местные метеорологические условия и таяние льда, необходимо для моделирования изменений ледников в контексте современного потепления.

Первые инструментальные наблюдения за ледниками Алтая были начаты Томским университетом более 100 лет назад. В середине XX в. большая часть работ на ледниках Алтая была выполнена экспедициями ТГУ и связана с именем М.В. Тронова. Ежегодные наблюдения проводились с 1954 г. К сожалению, с середины 1990-х годов наблюдения за составляющими баланса ледников были лишь эпизодическими, а в 2012 г. они полностью прекратились. Ледники Актру (Малый Актру с 1962 г., Левый Актру и Водопадный с 1977 г.) служат опорными объектами Мировой службы мониторинга ледников.

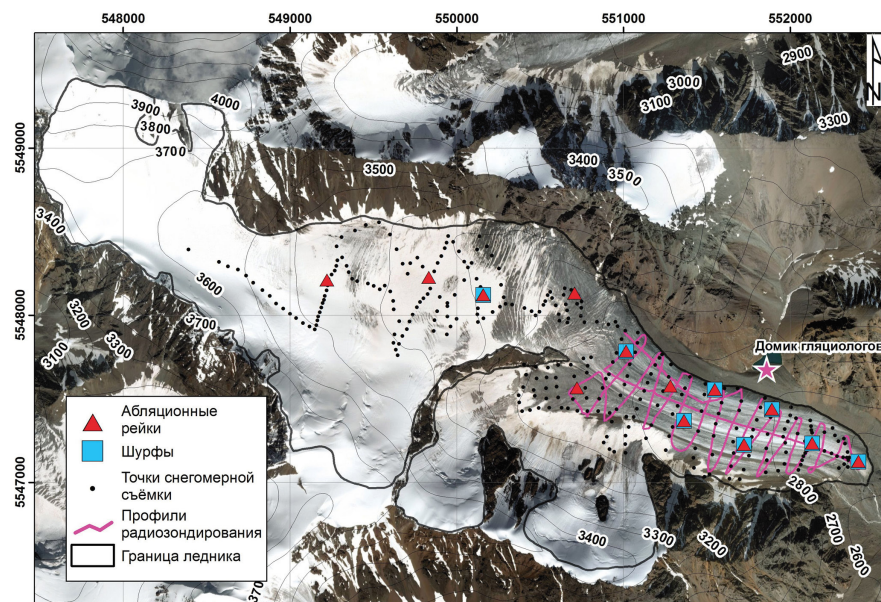
До недавнего времени в России оставалось всего два ледника с непрерывным рядом измерений. Оба этих ледника расположены на Кавказе. Наблюдения поддерживаются специалистами МГУ имени М.В. Ломоносова и Института географии РАН. Огромная территория Северной Евразии не обеспечена данными прямых измерений на ледниках, что вызывает серьёзное беспокойство.

Обследование ледника Малый Актру показало, что проведение балансовых работ небезопасно. Отступление языка привело к практически полному отсутствию плоской части. Ледник фактически заканчивается ледопадом в узкой долине, где постоянно происходят обвалы. В результате в качестве основного объекта исследований был выбран ледник Левый Актру. В ходе экспедиции в начале мая 2019 г. был выполнен комплекс работ для возобновления наблюдений за балансом массы ледника. Создана сеть реек для измерения таяния. Установлено 13 реек, которые забурены в ледник на глубину 6 м. Проведена подробная снегомерная съёмка. Толщина снега измерена по всей площади ледника (до высоты 3600 м) более чем в 300 точках, плотность снега оценена в восьми шурфах. Кроме того, проведены подробные измерения толщины ледника с помощью георадара (рисунок).

Благодаря этим работам восстановлен уникальный ряд наблюдений за изменением массы

ледников Алтая. Кроме этих измерений, планируются установка сети автоматических метеостанций в высокогорье Алтая, а также проведение комплексных научных работ для оценки последствий изменения климата и отступления ледников в горных районах (изменение речного стока, устойчивость склонов, опасные процессы, экосистемы, туризм и др.). С 2019 г. измерения на ледниках Актру будут выполняться совместно ИГРАН и ТГУ ежегодно.

Экспедиция проведена в рамках темы Государственного задания № 0148-2019-0004.



СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И СНЕЖНЫЕ ЛАВИНЫ

УДК 551.577

<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-3-386>

Нерастворимые фракции аэрозолей и тяжёлых металлов в свежеснег на северо-западе Кольского полуострова в 2018 г.

© 2019 г. М.В. Митяев^{1*}, М.В. Герасимова¹, И.В. Рыжик^{1,2}, Т.Г. Ишкулова¹¹Мурманский морской биологический институт Кольского научного центра РАН, Мурманск, Россия;²Мурманский арктический государственный университет, Мурманск, Россия

*mityaev@mmbi.info

Insoluble fractions of aerosols and heavy metals in fresh snow in the North-West of the Kola Peninsula in 2018

M.V. Mityaev^{1*}, M.V. Gerasimova¹, I.V. Ryzhik^{1,2}, T.G. Ishkulova¹¹Murmansk marine biological institute Kola Science Center Russian Academy of Sciences, Murmansk, Russia;²Murmansk Arctic State University, Murmansk, Russia

*mityaev@mmbi.info

Received October 25, 2018 / Revised February 2, 2019 / Accepted June 13, 2019

Keywords: aerosol concentration, aerosol flow, forest-tundra, fresh snow, Kola Peninsula, northern taiga, tundra.

Summary

As a result of studies of newly fallen snow in the North of the Kola Peninsula, it was found that from January to May 2018 its density amounted, on the average, to $0.160 \pm 0.006 \text{ g/cm}^3$ ($n = 82$), and pH of melted snow water – 6.87 ± 0.14 ($n = 47$). Neutral and slightly alkaline reaction of snow water impedes the mobility of heavy metals in the insoluble fraction of aerosols. In loose fresh snow (density less than 0.2 g/cm^3) the content of solid aerosols increases as the snow density grows. The average concentration of solid aerosol particles in freshly fallen snow is $4.04 \pm 0.24 \text{ mg/l}$ ($n = 47$). Over the winter period of 2018 (120 days), about 1.85–2.37 thousand tons of aerosol substance precipitated on the underlying surface of the area under investigation. The daily deposition of aerosols averaged $1.03\text{--}1.33 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-2}$, and together with solid precipitation, $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{day}^{-1}$: Zn – 12.5–14.2, Cu – 2.2–2.5, Pb – 0.58–0.66, Cd – 0.31–0.42. According to the results of our researches, two impact areas were previously identified, both allocated to large regional centers. The Murmansk coast is divided into three background areas, each of which corresponds to its natural landscape complex.

Citation: Mityaev M.V., Gerasimova M.V., Ryzhik I.V., Ishkulova T.G. Insoluble fractions of aerosols and heavy metals in fresh snow in the North-West of the Kola Peninsula in 2018. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2019. 59 (3): 307–318. [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-3-386>.

Поступила 25 октября 2018 г. / После доработки 2 февраля 2019 г. / Принята к печати 13 июня 2019 г.

Ключевые слова: Кольский полуостров, концентрация аэрозолей, лесотундра, поток аэрозолей, свежеснег, северная тайга, тундра.

С января по май 2018 г. на северо-западе Кольского полуострова проведено исследование концентраций твёрдых нерастворимых частиц в свежеснег, а также потока твёрдых аэрозолей на поверхность земли в зимний период. Средняя концентрация твёрдых нерастворимых частиц в свежеснег составляет $4,04 \pm 0,24 \text{ мг/л}$ ($n = 47$), что выше фоновых значений для западной Арктики. Поток твёрдых аэрозольных частиц в среднем равен $2,10 \pm 0,09 \text{ мг}\cdot\text{м}^{-2}$ за один снегопад.

Введение

Снег вымывает из атмосферы твёрдые и растворённые вещества [1, 2]. Нерастворимые аэрозоли в снеге характеризуют зимнюю атмосферу, где главное значение в поставке веще-

ства отводится дальнему и сверхдальнему переносам [3, 4]. При отборе свежеснега со скованной морозом поверхности можно не только определить концентрацию аэрозольного материала, но и получить надёжную количественную характеристику поступления твёрдых

аэрозолей на единицу площади земной поверхности, т.е. оценить вертикальный поток аэрозолей, в том числе и загрязняющих веществ.

Высокоширотное положение Кольского полуострова обуславливает выпадение твёрдых атмосферных осадков 180–200 дней в году [5]. На природный уровень концентраций вещества в снежном покрове накладываются выбросы промышленных и городских агломераций как Мурманской области, так и более отдалённых районов [1]. В снежном покрове наблюдается значительная изменчивость в содержании нерастворимых частиц и тяжёлых металлов. Наиболее загрязнён снежный покров в окрестностях центров цветной металлургии, переработки апатит-нефелинового сырья и крупных городов [6–9]. Считается, что снежный покров Кольского полуострова испытывает повышенные антропогенные нагрузки, в нём накапливаются и перераспределяются токсичные химические соединения и элементы, в дальнейшем влияющие на природные комплексы полуострова [1].

Исследования нерастворимых частиц в снежном покрове Арктики активно ведутся как российскими [1, 6, 10–12], так и иностранными исследователями [8, 13–15]. Однако концентрации твёрдых аэрозолей в свежеснеге на севере Кольского полуострова ранее не изучались. В последние десятилетия особое внимание

учёных и широкой общественности приковано к атмосфере — источнику переноса различного рода загрязняющих веществ. Особенно это актуально в Арктическом регионе, чутко реагирующем на антропогенное загрязнение окружающей среды [6, 16, 17]. Цель нашей работы — проведение исследований поставки твёрдых аэрозолей и тяжёлых металлов в зимний период 2018 г. на север Кольского полуострова.

Материалы и методы

Со 2 января по 1 мая 2018 г. в ходе полевых работ на Мурманском побережье были отобраны пробы свежеснега на 16 станциях (рис. 1) вдоль четырёх автомобильных магистралей: Мурманск — Серебрянская ГЭС (до пос. Турманный на востоке), Мурманск — Никель (до г. Полярный на северо-западе), Мурманск — Лота (до устья р. Лота на западе) и Мурманск — Санкт-Петербург (до р. Китца на юге). Снег отбирался на следующий день после снегопада (толщина свежеснега составляла более 0,3 см) на расстоянии не менее 500 м от автомобильных дорог против ветра чистым пробоотборником из пищевой нержавеющей стали в плотные полиэтиленовые пакеты. Чтобы исключить попадание уплотнённого снега, отбирался только верх-



Рис. 1. Карта-схема станций наблюдений, январь–май 2018 г.

Станции наблюдения: 1 — на автономных ландшафтах; 2 — на аккумулятивных ландшафтах. Цифры на схеме — станции: 1 — р. Воронья, 2 — р. Эйндж, 3 — р. Териберка, 4 — Канинтъявр, 5 — ручей Кильдинский, 6 — р. Китца, 7 — г. Мурманск, 8 — р. Тулома, 9 — 55-й км Туломского водохранилища, 10 — 90-й км Туломского водохранилища, 11 — 120-й км Туломского водохранилища, 12 — р. Акким, 13 — р. Ура, 14 — р. Западная Лица, 15 — р. Титовка, 16 — р. Печенга

Fig. 1. Map-scheme of observation stations, January–May 2018.

Observation stations: 1 — on autonomous landscapes; 2 — on accumulative landscapes. The numbers in the diagram — stations: 1 — Voron'ya, 2 — Ehjinch, 3 — Teriberka, 4 — Kanint'yavr, 5 — Kildinskiy, 6 — Kitca, 7 — Murmansk, 8 — Tuloma, 9 — 55 km Tulom reservoir, 10 — 90 km Tulom reservoir, 11 — 120 km Tulom reservoir, 12 — Akkim, 13 — Ura, 14 — West Lica, 15 — Titovka, 16 — Pechenga

ний слой свежего снега толщиной 1–3 мм. После доставки проб снега в лабораторию их помещали в холодильник и хранили при температуре -5°C до обработки. Плотность свежавывавшего снега определяли методом взвешивания. Проба снега вырезалась пластиковым кольцом диаметром 10 см, которое погружали в снежный покров на 0,5–1 см (если толщина свежавывавшего снега была менее 0,5 см, то плотность снега не определялась). На каждой станции измерение плотности снега проводили в начале и конце площадки, с которой отбиралась проба.

В лаборатории пробы снега растапливали при комнатной температуре. Талую воду фильтровали через предварительно взвешенные ядерные лавсановые фильтры с диаметром рабочей поверхности 47 мм и диаметром пор 0,45 мкм. Фильтры с аэрозольным веществом высушивали в термостате при температуре 50–60 $^{\circ}\text{C}$ до полного высыхания и повторно взвешивали на электронных весах с точностью до 0,00005 г. После взвешивания для каждой пробы вычисляли среднюю массовую концентрацию нерастворимых частиц как отношение массы аэрозольных частиц на фильтре к объёму профильтрованной талой снеговой воды. Параллельно определялся pH талой воды стационарным pH-метром с точностью до 0,01 pH. Часть талой нефильтрованной воды объёмом 100 мл отбирали в чистую пластиковую ёмкость для определения концентраций ионов Zn, Pb, Cu и Cd. Концентрации ионов анализировали на вольтамперометрическом анализаторе TA-Lab (с ртутным электродом, номер в Госреестре 44076-10), точность определения $\pm 20\%$. Полученные концентрации пересчитывали на единицу массы сухого вещества. Под микроскопом Zeiss Axio Imager D2 и бинокулярным микроскопом МБС-10 просматривали ядерные фильтры для определения вещественного состава аэрозолей (минеральные, биогенные и техногенные частицы).

Результаты и их обсуждение

Плотность свежавывавшего снега. Количество нерастворимых частиц в снеге традиционно представляют в относительных единицах (мг/л, нг/г, ppm и др.) — в пересчёте на объём талой воды [9]. Однако это не всегда оправдано, так как из одинаковых объёмов снега с разной плот-

ностью будет получен разный объём талой воды. Как известно, плотность свежавывавшего снега зависит от кристаллической структуры снежинок и влажности снега, а также от температуры и влажности воздуха [18].

Плотность свежавывавшего снега на севере Кольского полуострова в январе–мае 2018 г. изменялась от 0,087 до 0,288 г/см³ и в среднем составляла $0,160 \pm 0,006$ г/см³ ($n = 82$). Таким образом, 1 кг свежавывавшего снега занимает объём от 3,5 до 11,5 дм³, а из 1 дм³ свежавывавшего снега может быть получено 87–288 мл пресной воды (т.е. объёмы талой воды отличаются более чем в три раза). Следовательно, при одинаковых содержаниях твёрдых частиц концентрация аэрозолей будет существенно различаться. Вероятно, необходимы дополнительные исследования для выработки единых подходов и относительных единиц измерения концентраций твёрдых аэрозолей.

В зимний период 2018 г. на севере Кольского полуострова плотный (0,205–0,288 г/см³) свежавывавший снег отмечался на семи станциях: в январе — в 10 км на восток от г. Мурманск, в феврале — в долинах рек Печенга и Ура, в апреле — на всей восточной части исследуемого района (реки Канинтьявр, Териберка, Эйндч, Воронья). Сухой пушистый (менее 0,130 г/см³) свежавывавший снег выпадал в 24 случаях во всех точках исследуемого района. На десяти станциях наблюдался влажный пушистый свежавывавший снег (плотность 0,14–0,20 г/см³). Ещё на шести станциях определить плотность свежавывавшего снега не удалось из-за незначительной толщины снежного покрова.

Водородный показатель свежавывавшего снега.

Механизмы поступления химических веществ, в том числе тяжёлых металлов, от техногенных источников в компоненты экосистем различны. Одни из главных — аэротехногенные выбросы в атмосферу и выпадение с атмосферными осадками. Важнейшая проблема при исследовании атмосферных осадков состоит в выявлении степени их кислотности. Повышение кислотности способствует мобилизации тяжёлых металлов и их проникновению в различные среды.

В зимний период 2018 г. pH талой снеговой воды на севере Кольского полуострова изменялся от 5,70 до 8,53 при среднем значении $6,87 \pm 0,14$ ($n = 47$). Среднее значение pH снеговой воды близко к нейтральному. Достоверные

Таблица 1. Концентрация аэрозолей в свежеснеге (пересчёт на талую воду) с января по май, мг/л (числитель) и поток твёрдых аэрозолей со свежеснегом с января по май, мг·м⁻² (знаменатель)

Район	Северная широта	Восточная долгота	Январь*	Февраль	Март	Апрель	Май
Р. Воронья	68°49.157'	35°33.726'	2,96/1,50	3,77/2,39	5,57/2,73	1,01/1,17	2,16/1,52
Р. Эйнд	68°48.754'	35°21.172'	1,67/0,46	4,27/2,61	4,23/3,06	1,89/2,39	4,41/1,32
Р. Териберка	68°53.489'	34°21.271'	4,72/2,55	4,93/2,11	2,03/1,45	1,56/1,28	1,90/1,09
Р. Канингъявр	68°52.446'	34°12.130'	1,29/0,40	2,93/1,45	1,72/1,07	1,51/1,23	2,14/0,91
Ручей Кильдинский	68°53.204'	33°17.853'	3,16/0,73	10,89/4,06	5,02/2,96	2,32/2,17	3,87/2,43
Р. Ура	69°08.058'	32°31.561'	—	2,53/0,84	3,34/1,83	—	—
Р. Западная Лица	69°21.235'	32°08.764'		5,17/1,19	1,17/0,67		
Р. Титовка	69°28.785'	31°49.746'		4,02/0,75	3,30/1,78		
Р. Печенга	69°32.173'	31°11.430'		38,16/2,90	8,34/4,73		
Г. Мурманск*	68°56.549'	33°03.357'		6,97/2,17	40,51/13,28	6,03/2,28	4,15/2,17
Устье р. Тулома	68°48.036'	32°34.239'		—	5,76/2,11	—	—
55 км Туломского водохранилища*	68°40.714'	31°54.635'		4,03/1,50	2,82/1,72		
90 км Туломского водохранилища	68°41.828'	31°22.771'		5,14/2,09	1,99/1,61		
120 км Туломского водохранилища	68°43.110'	30°39.401'		5,26/2,22	2,72/2,06		
Р. Китца	68°37.936'	33°17.129'		—	4,73/2,89	3,14/2,78	
Р. Акким	69°00.727'	30°22.301'		—	3,66/2,08	—	

*Автономные ландшафты. Прочерки — свежеснег отбирался только на химический состав.

различия в значениях pH талой снеговой воды наблюдались у западной и восточной частей территории. Несколько сдвинуты в щелочную сторону средние значения pH талой снеговой воды к западу от Кольского залива ($7,24 \pm 0,21$, $n = 16$) в лесотундровой зоне ($7,44 \pm 0,28$, $n = 8$) и в зоне северной тайги ($7,18 \pm 0,48$, $n = 8$). В то же время на востоке территории pH талой снеговой воды составил в среднем $6,65 \pm 0,24$ ($n = 20$) (за зоной влияния городских инфраструктур). В районах г. Мурманск, посёлков Североморск-3, Тулома, Лопарское значения pH в среднем составляли $6,77 \pm 0,22$ ($n = 11$), т.е. достоверно не отличались от значения pH восточного района. Хотя для всего севера Кольского полуострова твёрдые атмосферные осадки зимой 2018 г. по водородному показателю можно охарактеризовать как нейтральные. Повышенная щёлочность атмосферных осадков на западе территории, вероятно, связана с близостью незамерзающего моря, особенно в северо-западной части района. С чем связана высокая кислотность снега на востоке территории — не совсем понятно. В зоне же городского влияния этого района pH талой снеговой воды более высокий, несмотря на выбросы ТЭЦ, рыбоперерабатывающих, мусоросжигающих комплексов и работы автотранспор-

та. Таким образом, проведённые исследования реакции талой снеговой воды свидетельствуют о преобладании в атмосферных осадках щелочных компонентов над кислотными.

Концентрация твёрдых нерастворимых частиц в свежеснеге в январе—мае 2018 г. на севере Кольского полуострова изменялась от 1,01 до 40,51 мг/л (в среднем составляла $4,04 \pm 0,24$ мг/л, $n = 47$) (табл. 1). Это выше, чем фоновое содержание аэрозолей в снежном покрове Арктики (менее 3 мг/л [2, 9, 10, 19, 20]), но ниже, чем в импактных районах (более 10 мг/л [6, 9, 11, 13, 16]) (табл. 2). Фоновый диапазон концентраций твёрдых аэрозолей в свежеснеге на севере Кольского полуострова в зимний период 2018 г. составлял 1,9–8,5 мг/л.

Концентрация нерастворимых частиц в свежеснеге имеет трёхмодальное распределение; вероятно, моды указывают на разные источники аэрозольного материала. Первое модальное значение 1,15 мг/л можно отнести к фоновым содержаниям, которые отмечаются в снежном покрове отдалённых районов Арктики как результат дальнего или сверхдальнего переноса аэрозолей [2, 9]. Второе модальное значение 3,77 мг/л отражает местный региональный фон. Третье модальное значение 5,70 мг/л, веро-

Таблица 2. Среднее содержание элементов в талой снеговой воде, $\text{нг}\cdot\text{г}^{-1}$

Район	Zn	Cu	Pb	Cd	Источник
Фоновые районы Арктики*	7,01	0,771	0,397	0,240	[1, 9, 11, 12, 15, 17, 20, 22]
Кольский полуостров	16,9	24,1	0,981	0,116	[6, 9]
Города Норильск и Архангельск**	47,2	42,0	4,64	0,708	[6, 9, 11, 13, 16]
Север Кольского полуострова, январь—май 2018 г.: средняя концентрация	34,5±8,03	6,75±2,82	1,63±0,63	0,992±0,325	Настоящая работа
г. Мурманск и его окрестности	48,1±16,05	12,2±8,08	3,34±1,69	1,726±0,595	
Западный Мурман (тундра, лесотундра)	29,8±14,39	1,89±1,04	0,439±0,211	0,105±0,074	
Восточный Мурман (тундра, лесотундра)	26,2±14,10	5,54±3,04	1,006±0,595	0,481±0,325	

*Центральные и северные районы Гренландского, Баренцева, Карского морей и моря Лаптевых, центральная часть Северного Ледовитого океана. **Крупные северные индустриальные центры.

ятно, связано с влиянием местных техногенных источников как промышленной (горно-перерабатывающей отрасли), так и городских инфраструктур (ТЭЦ, автотранспорт, железнодорожные перевозки и др.).

Исследования зависимости концентрации аэрозольных частиц от плотности свежевыпавшего снега позволили установить, что в талой снеговой воде из пушистого свежевыпавшего снега (плотность $< 0,20 \text{ г/см}^3$) прослеживается сильная прямая зависимость концентрации аэрозолей от плотности снега ($r = 0,742$, $n = 34$), а в талой снеговой воде из плотного и мокрого свежевыпавшего снега (плотность $> 0,20 \text{ г/см}^3$) зависимость обратная ($r = -0,904$, $n = 7$). Возможно несколько механизмов снижения концентрации аэрозольных частиц в мокром снеге. Прежде всего различия связаны с разным количеством талой воды, получаемой из снега разной плотности. Следовательно, чем плотнее снег, тем меньше концентрация аэрозолей, что и отражает коэффициент корреляции. Однако возможно, что в мокром снеге происходит вымывание твёрдых частиц как в ходе прохождения кристаллов снега через высокие слои атмосферы, так и после выпадения мокрого снега на земную поверхность — инфильтрация твёрдых частиц в нижележащий снежный покров. Также можно предположить, что снежная крупа, снежные иглы или градины характеризуются меньшей (по сравнению с сухим снегом из звёздочек, дендритов или пластинок) способностью захватывать твёрдые аэрозольные частицы из атмосферы.

По концентрации твёрдых нерастворимых частиц в свежевыпавшем снеге можно выделить два импактных и три фоновых района поступления аэрозольных частиц на земную поверхность

севера Кольского полуострова (рис. 2). *Импактные районы* пространственно приурочены к населённым пунктам Мурманской области. *Первый район* расположен в инфраструктуре устья реки Тулома и Кольского залива, включающей в себя населённые пункты (от пос. Лопарское до г. Североморск на восточной стороне Кольского залива и г. Полярный на западе Кольского залива), транспортные узлы (морские порты, железнодорожные и автомобильные пути), ТЭЦ, аэропорт. *Второй район* — это горно-промышленный комплекс и городские инфраструктуры на западе Мурманской области (в городах Никель, Печенга, Заполярный). В импактных районах основная масса аэрозольного вещества — техногенные продукты сферы сгорания, зола, угольная пыль. Концентрация твёрдых нерастворимых аэрозольных частиц в свежевыпавшем снеге в этих районах (включая устье р. Китца (пос. Лопарский), устье р. Тулома (пос. Тулома) в среднем составляла $10,22 \pm 3,48 \text{ мг/л}$ ($n = 14$), изменяясь от 2,32 до 40,51 мг/л.

Выделение *фоновых районов* достаточно условно, так как концентрации твёрдых нерастворимых частиц в них не имеют статистически достоверных отличий (см. рис. 2), но это разные природно-ландшафтные комплексы. *Северо-западный район* (средняя концентрация аэрозольного вещества $3,26 \pm 0,60 \text{ мг/л}$ талой воды, $n = 6$) объединяет тундры и лесотундры западной части Мурманского берега [5]. *Восточный район* (средняя концентрация аэрозольного вещества $2,83 \pm 0,32 \text{ мг/л}$ талой воды, $n = 20$) объединяет тундры и лесотундры восточной части Мурманского берега. *Западный район* (средняя концентрация аэрозольного вещества $3,66 \pm 0,51 \text{ мг/л}$ в свежевыпавшем снеге, $n = 7$) приурочен к ланд-

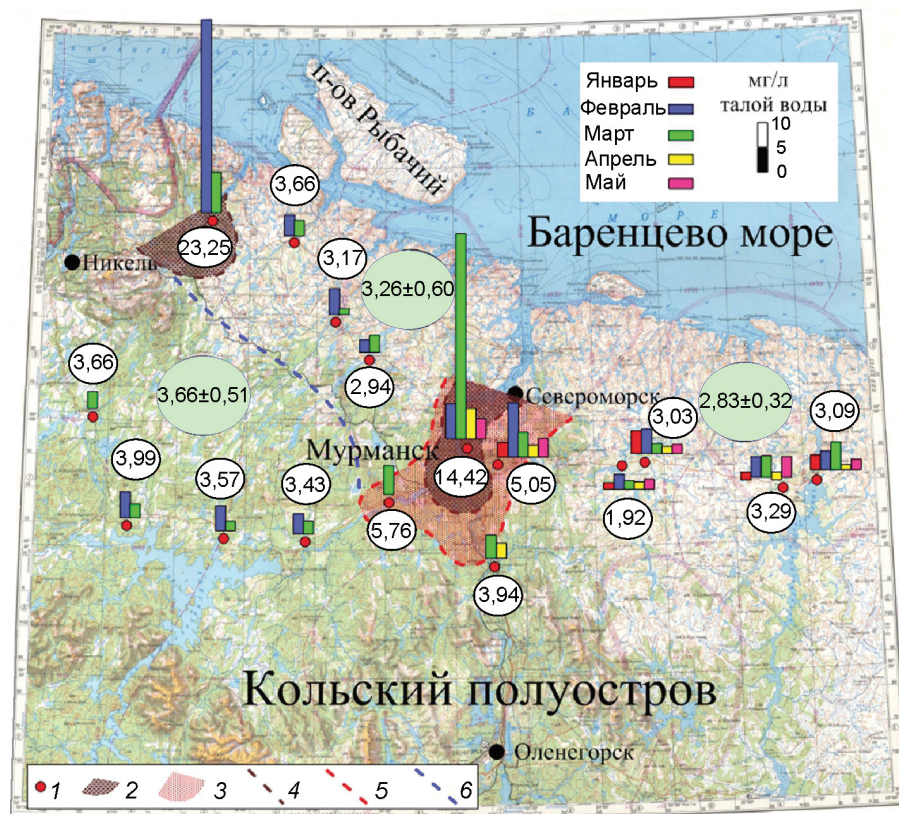


Рис. 2. Концентрация твёрдых аэрозолей в свежеснеге, январь–май 2018 г.

1 – станции наблюдения; 2 – импактные районы; 3 – зона влияния импактного района; 4 – границы импактных районов; 5 – граница зоны влияния импактного района; 6 – граница фоновых районов. Цифры в кружках – среднее в точке наблюдения, цифры в зелёных кружках – среднее по районам ($\pm$ доверительный интервал)

Fig. 2. Concentration of solid aerosols in freshly fallen snow, January–May 2018

1 – observation stations; 2 – impacted areas; 3 – zone of influence of the impact region; 4 – borders of impacted areas; 5 – boundary of the zone of influence of the impact region; 6 – border of background areas. The numbers in the circles are the average at the observation point, the numbers in the green circles are the average for the districts ($\pm$ confidence interval)

шафтам северной тайги Центрально-Кольского блока [5]. Вещественный состав твёрдых нерастворимых частиц резко отличается от импактных районов, хотя повсеместно наблюдаются единичные сферы сгорания. Здесь преобладают мелкие неопределимые частицы (менее 1 мкм) различного цвета (жёлтых, зелёных, розовых тонов), а также белые (светло-серые) и прозрачные частицы. Встречаются волокна органического вещества и мельчайшие обломки минералов (в основном чешуйки слюды, изредка кварц и полевые шпаты).

Поток твёрдых аэрозольных частиц со свежеснега. Другой важный аспект в исследованиях свежеснега – определение общего объёма аэрозольного вещества, поступающего на единицу площади за единицу времени. Традиционно такие расчёты делаются на квадратный метр в год (сутки), аналогично расчётам вертикальных потоков вещества в аквальных ландшафтах озёр и морей [3, 5, 19] по формуле

$$B = \frac{1}{n} \int_i^n W_i, \quad (1)$$

где B – поток аэрозолей за один снегопад, $\text{мг} \cdot \text{м}^{-2}$; n – число наблюдений за один снегопад;

W_i – поток аэрозолей в точке наблюдения, $\text{мг} \cdot \text{м}^{-2}$; $W_i = p_i/S_i$, p_i – количество аэрозольного вещества в точке наблюдения, S_i – площадь отбора свежеснега.

Мы выполнили оценку данного показателя методом отнесения количества аэрозольного вещества в пробе к площади отбора свежеснега за один снегопад (формула (1)) и фиксацию всех снегопадов по данным гидрометеослужбы Мурманской области. Так, со 2 января по 1 мая 2018 г. количество снегопадов в районе исследований изменялось от 82 до 94 (на разных участках территории), в среднем составляя 86 снегопадов за 120 суток. Поток твёрдых нерастворимых аэрозольных частиц изменялся от 0,40 до 13,28 $\text{мг} \cdot \text{м}^{-2}$ за один снегопад (см. табл. 1, рис. 3), в среднем составляя $2,10 \pm 0,09 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-2}$ ($n = 47$). Поток нерастворимых аэрозольных частиц имеет одномодальное распределение с модой, близкой к математическому ожиданию среднего, – $2,24 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-2}$ за один снегопад.

В выделенных ранее импактных районах вертикальный поток аэрозольного вещества изменялся от 0,73 до 13,28 $\text{мг} \cdot \text{м}^{-2}$, в среднем составляя $3,40 \pm 0,83 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-2}$ ($n = 14$) за один снегопад. В вос-

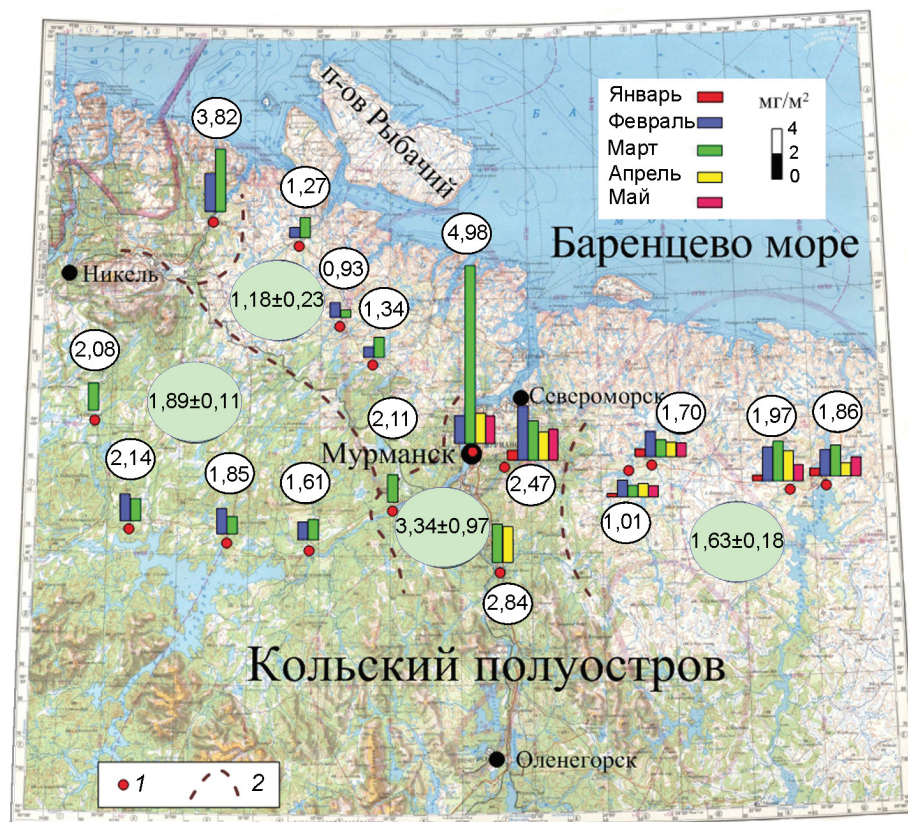


Рис. 3. Вертикальный поток твёрдых аэрозолей на поверхность земли со свежеснег, январь–май 2018 г.

1 – станции наблюдения; 2 – границы районов; остальные усл. обозначения см. рис. 2

Fig. 3. Vertical flow of solid aerosols to the ground with fresh snow, January–May 2018

1 – observation stations; 2 – border areas; see Fig. 2

точном фоновом районе этот показатель в среднем равен $1,63 \pm 0,18 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-2}$ (от 0,40 до $3,06 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-2}$ ($n = 20$)), в северо-западном – $1,18 \pm 0,23 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-2}$ (от 0,67 до $1,83 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-2}$ ($n = 6$)), в западном – $1,89 \pm 0,11 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-2}$ (от 1,50 до $2,22 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-2}$ ($n = 7$)). По этому показателю северо-таёжный ландшафт достоверно отличается от расположенных севернее тундровых и лесотундровых районов западной части Мурманского берега. Расчёт общего потока аэрозольных частиц на севере Кольского полуострова даёт оценку в $124\text{--}159 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-2}$ (в разных районах исследования) за период с 2 января по 1 мая 2018 г. (120 суток). Таким образом, поток аэрозолей составляет $1,03\text{--}1,33 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$, что сопоставимо с данными В.П. Шевченко с соавторами [1, 21], оценившими вертикальный поток аэрозолей в Арктике в $600 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$, что выше оценок зарубежных исследователей – $140 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$ [14].

Вероятно, помимо местных источников аэрозольного вещества, аэрозоли могут поступать из Мончегорского, Апатитского и Кировского административных районов Мурманской области (далее *внутренние районы*). В период наблюдения резко преобладали ветры южных рум-

бов (около 60%), из них на долю ветров юго-западного и юго-юго-западного направлений приходилось более 90%. Геоморфологические особенности строения территории определяют возможность повышенного поступления аэрозолей в Мурманский импактный район с юга, из внутренних районов полуострова. Так, при южных ветрах в район устья р. Тулома и Кольского залива твёрдые аэрозольные частицы могут поступать вдоль депрессии оз. Имандра – р. Кола между хр. Волчи-Тундры и северным отрогом Хибинских гор. При этом хр. Волчи-Тундры препятствует поступлению аэрозольного вещества в западные исследуемые районы, а северный отрог Хибинских гор – в восточный район территории.

Концентрация тяжёлых металлов в талой снеговой воде

Было проведено исследование концентрации четырёх металлов – Zn, Pb, Cu и Cd – в свежеснег. Из литературных источников известно, что в Арктике в 1 м^3 воздуха в среднем

содержится, нг: Zn — 18,5, Cu — 0,341, Pb — 3,32 и Cd — 0,172 [9]. В фоновых районах Арктики средние концентрации металлов в снежном покрове даны в табл. 2. Ранее [6, 9] для Кольского полуострова в снежном покрове были зафиксированы концентрации Zn, Pb, Cu, значительно превышающие фоновые значения для Арктики, и очень низкое содержание Cd. В снежном покрове концентрация тяжёлых металлов на Кольском полуострове ниже, чем в крупных северных промышленных центрах (города Норильск и Архангельск) [6, 9, 11, 13, 16]. В 2018 г. на севере Кольского полуострова в свежеснеговом снеге концентрации этих элементов значительно варьировали, сильно отличаясь от концентраций как в фоновых районах Арктики, так и в северных промышленных центрах.

Цинк. Концентрация Zn в свежеснеговом снеге изменялась от 1,984 до 101,6 нг·г⁻¹, аналогичные диапазоны изменения характерны для крупных северных промышленных центров [6, 9, 11, 13, 16]. Самая высокая концентрация Zn отмечалась в г. Мурманск и его окрестностях, где она в 2 раза превышала средние концентрации Zn в снежном покрове Кольского полуострова (см. табл. 2). В фоновых районах севера Кольского полуострова концентрация Zn была более низкой и не превышала 60 нг·г⁻¹. В этих районах средняя концентрация Zn в 1,5 раза больше средних концентраций Zn в снежном покрове Кольского полуострова. Возможно, высокая концентрация Zn связана с работой горно-добывающей отрасли на западе территории.

Медь. Концентрация Cu в свежеснеговом снеге изменялась от 0,112 до 48,06 нг·г⁻¹. Средняя концентрация Cu почти в 4 раза ниже, чем средняя концентрация Cu в снежном покрове Кольского полуострова (см. табл. 2). Высокие концентрации Cu отмечались в Мурманске и его окрестностях, но и здесь средние концентрации Cu в 2 раза ниже средних концентраций Cu в снежном покрове Кольского полуострова. Только в одном снегопаде (март 2018 г.) в свежеснеговом снеге на автономном ландшафте Мурманска концентрация Cu была сопоставима с концентрацией Cu в крупных северных промышленных центрах (города Норильск и Архангельск). Во всех других случаях концентрация Cu в свежеснеговом снеге не превышала 20 нг·г⁻¹. Самая низкая концентрация Cu в свежеснеговом снеге

установлена на северо-западе территории (не более 4,5 нг·г⁻¹), что сопоставимо с концентрацией Cu в фоновых районах Арктики. На востоке территории в апреле 2018 г. в долинах рек Териберка и Эйнч концентрация Cu в свежеснеговом снеге была выше 10 нг·г⁻¹, во всех других случаях концентрация Cu не превышала 4,0 нг·г⁻¹.

Свинец. Концентрация Pb в свежеснеговом снеге — 0,02–10,3 нг·г⁻¹. Средняя концентрация Pb сопоставима со средней концентрацией Pb в снежном покрове Кольского полуострова (см. табл. 2). Высокие концентрации Pb установлены в Мурманске и его окрестностях и сопоставимы с концентрациями Pb в крупных северных промышленных центрах. В пяти снегопадах в феврале–апреле 2018 г. в свежеснеговом снеге концентрация Pb была выше 2 нг·г⁻¹. Во всех других случаях она не превышала 1,2 нг·г⁻¹ и была сопоставима со средними концентрациями Pb в снежном покрове Кольского полуострова. Самые низкие концентрации Pb в свежеснеговом снеге установлены на северо-западе территории — не превышали 1 нг·г⁻¹, а средняя концентрация Pb в этой части территории сопоставима с концентрацией Pb в фоновых районах Арктики. На востоке территории (апрель 2018 г.) в свежеснеговом снеге в долинах рек Териберка и Эйнч концентрация Pb была выше 2,5 нг·г⁻¹, во всех других случаях концентрация Pb в свежеснеговом снеге не превышала 1 нг·г⁻¹. Средние концентрации Pb в восточном районе сопоставимы со средними концентрациями Pb в снежном покрове Кольского полуострова.

Кадмий. Концентрация Cd в свежеснеговом снеге изменялась от 0,028 до 4,99 нг·г⁻¹. Средняя концентрация Cd в свежеснеговом снеге на севере Кольского полуострова в 2018 г. была выше концентрации Cd в крупных северных промышленных центрах (см. табл. 2). Высокие концентрации Cd в свежеснеговом снеге установлены в Мурманске и его окрестностях. Они в 2,5 раза выше по сравнению со средними концентрациями Cd в крупных северных промышленных центрах; при этом концентрация Cd ниже 1 нг·г⁻¹ отмечалась всего дважды. Самые высокие концентрации Cd в свежеснеговом снеге (более 1,8 нг·г⁻¹) приурочены к апрельским снегопадам 2018 г. в восточной части района исследований; самые низкие наблюдались в течение всего периода работ на северо-западе Мурманского бе-

рега (не превышали $0,35 \text{ нг} \cdot \text{г}^{-1}$). Здесь средняя концентрация Cd по району ниже концентрации Cd в фоновых районах Арктики и сопоставима со средней концентрацией Cd в снежном покрове Кольского полуострова. На востоке территории (долины рек Териберка и Эйнч) в апреле 2018 г. в свежеснеговом снеге концентрация Cd была выше $1,5 \text{ нг} \cdot \text{г}^{-1}$, во всех других случаях концентрация Cd в свежеснеговом снеге не превышала $0,1 \text{ нг} \cdot \text{г}^{-1}$. Средняя концентрация Cd в восточном районе в 2,5 раза ниже средних концентраций Cd в крупных северных промышленных центрах.

Опираясь на полученные значения концентраций Zn, Pb, Cu и Cd в свежеснеговом снеге, проведена оценка потока этих металлов с твёрдыми атмосферными осадками на поверхность земли севера Кольского полуострова (аналогично оценке потока твёрдых аэрозольных частиц).

Поток цинка изменялся от 0,4 до $55,2 \text{ мкг} \cdot \text{м}^{-2}$ за один снегопад, в среднем составляя $18,5 \pm 3,7 \text{ мкг} \cdot \text{м}^{-2}$, что даёт оценку в $1,5\text{--}1,7 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-2}$ за 120 сут. На всю площадь исследования за январь–май 2018 г. выпало 22–25 т цинка. Почти 70% всего выпавшего Zn отложилось в западном районе, в восточный район поступило менее 20%, а в Мурманск и зону его влияния – около 12%. При нормировании на площадь выделенных ранее районов установлено, что в Мурманском импактном районе коэффициент выпадения Zn равен $26 \text{ кг} \cdot \text{км}^{-2}$, в западном районе – $2,3 \text{ кг} \cdot \text{км}^{-2}$, а в восточном – $0,6 \text{ кг} \cdot \text{км}^{-2}$. *Поток меди* изменялся от 0,1 до $15,8 \text{ мкг} \cdot \text{м}^{-2}$ за один снегопад, в среднем составляя $3,12 \pm 0,96 \text{ мкг} \cdot \text{м}^{-2}$, что даёт оценку в $0,26\text{--}0,30 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-2}$ за 120 сут. На всю площадь исследования (за январь–май 2018 г.) выпало 3,6–4,2 т Cu. Почти 50% выпавшей меди отложилось в западном районе, в восточном районе выпало менее 35%, а в Мурманске и зоне его влияния – около 16%. При нормировании на площадь районов коэффициент выпадения Cu в Мурманском импактном районе равен $4,3 \text{ кг} \cdot \text{км}^{-2}$, в западном районе – $0,4 \text{ кг} \cdot \text{км}^{-2}$, а в восточном – $1 \text{ кг} \cdot \text{км}^{-2}$.

Поток свинца изменялся от 0,01 до $3,71 \text{ мкг} \cdot \text{м}^{-2}$ за один снегопад, в среднем составляя $0,82 \pm 0,26 \text{ мкг} \cdot \text{м}^{-2}$, что даёт оценку в $0,07\text{--}0,08 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-2}$ за 120 сут. На всю площадь исследования за январь–май 2018 г. выпало 0,95–1,1 т Pb. Из всех изученных металлов с атмосферными осадками наиболее равномерно в выделенных

районах осаждался Pb. Так, в западный и восточный районы поступило по 35%, а в Мурманск и его окрестности – около 30% Pb. При нормировании на площадь районов коэффициент выпадения Pb в Мурманском импактном районе равен $1,2 \text{ кг} \cdot \text{км}^{-2}$, в западном районе – $0,1 \text{ кг} \cdot \text{км}^{-2}$, а в восточном – $0,3 \text{ кг} \cdot \text{км}^{-2}$. *Поток кадмия* изменялся от 0,02 до $2,89 \text{ мкг} \cdot \text{м}^{-2}$ за один снегопад, в среднем составляя $0,56 \pm 0,19 \text{ мкг} \cdot \text{м}^{-2}$, что даёт оценку в $0,04\text{--}0,05 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-2}$ за 120 сут. На всю площадь исследования за январь–май 2018 г. выпало 650–750 кг Cd. Почти 55% выпавшего Cd отложилось в восточном районе, в западном районе выпало менее 15%, а в Мурманске и зоне его влияния – около 30%. При нормировании на площадь районов коэффициент выпадения Cd в Мурманском импактном районе равен $0,83 \text{ кг} \cdot \text{км}^{-2}$, в западном районе – $0,07 \text{ кг} \cdot \text{км}^{-2}$, а в восточном – $0,16 \text{ кг} \cdot \text{км}^{-2}$.

Можно предположить, что в западной части территории Zn и Cu – продукты местного горно-промышленного производства. Вероятно, Cd поступает в район только в результате сверхдальнего переноса воздушных масс. Свинец может быть как продуктом местного горно-промышленного производства, так и поступать в район при дальнем переносе воздушных масс. Также вероятно, что в Мурманском импактном районе и зоне его влияния есть свои источники металлов (Zn, Pb, Cu и Cd) либо они поступали сюда из внутренних районов полуострова, чему способствовали преобладающие в это время ветры южных румбов. В восточной части территории все металлы, вероятно, продукты дальнего переноса или поступают сюда из Мурманского импактного района, чему могли способствовать западные и северо-западные ветры, доля которых составляла около 30%.

Таким образом, на севере Кольского полуострова цинк и медь (и, по-видимому, большая часть свинца), с большой долей вероятности, относятся к продуктам цветной металлургии на западе территории. Возможно, что в Мурманске или его окрестностях есть свои источники этих элементов либо они поступают из внутренних районов полуострова. Вряд ли можно предполагать сверхдальний источник этих элементов с подавляющим выпадением их в г. Мурманск и достаточно равномерным выпадением по остальной территории севера Кольского по-

луострова. Другое дело кадмий. Минимальное (ниже фоновых значений для Арктики) выпадение этого элемента на западе территории, подавляющее накопление в восточном районе, где нет ни крупных населённых пунктов, ни каких либо промышленных объектов, даёт основание предполагать дальний его источник.

Заключение

Фоновый диапазон концентраций твёрдых нерастворимых частиц в январе–мае 2018 г. на севере Кольского полуострова составлял 1,9–8,5 мг/л в свежеснеговом снеге. В удалённых районах Арктики фоновые концентрации аэрозолей в снежном покрове не превышают 3 мг/л [1, 9, 12, 17, 20], следовательно, можно предположить, что 4–5 мг твёрдых аэрозолей в каждом литре талой снеговой воды представляют собой продукты региональных природных и антропогенных процессов. Мурманск – крупнейший узловой центр всех транспортных потоков: железнодорожных, морских, автомобильных и воздушных перевозок, сюда поступают и отсюда вывозятся продукты цветной металлургии и угольной промышленности. Поэтому неудивительно, что и концентрация, и поток твёрдых аэрозолей, а также тяжёлых металлов в районе Мурманска и его окрестностях максимальны для всей территории. Вопрос вызывает только высокая концентрация высокотоксичного кадмия, происхождение которого неясно и требует дополнительных исследований. Ещё один район с высокими концентрациями твёрдых аэрозолей расположен на западе территории, в центре цветной металлургии. Здесь низкие концентрации тяжёлых металлов в свежеснеговом снеге свидетельствуют об устойчивой экологической обстановке, так как они ниже предельно допустимого содержания металлов в атмосфере по действующим в Российской Федерации нормативам. Восточный район

по концентрации и потоку аэрозолей наиболее близок к фоновым районам Арктики.

Реакция снеговой воды в большинстве случаев сдвинута в нейтральную или слабощелочную сторону и не влияет на концентрацию нерастворимых аэрозолей в свежеснеговом снеге. Более высокое значение pH в западном районе, вероятно, связано с влиянием незамерзающего моря, что отмечали и другие исследователи [1, 9, 20]. Изучение плотности свежеснегового снега позволило отметить одну закономерность: в рыхлом свежеснеговом снеге (плотность менее 0,2 г/см³) общее количество твёрдых аэрозолей увеличивается с ростом плотности выпадающих твёрдых атмосферных осадков.

Подводя итог, отметим главное: 1) концентрация твёрдых аэрозольных частиц в свежеснеговом снеге в зимний период 2018 г. на севере Кольского полуострова в среднем составляла $4,04 \pm 0,24$ мг/л; 2) средние значения концентраций металлов в свежеснеговом снеге таковы, $\text{нг} \cdot \text{г}^{-1}$: Zn – $34,5 \pm 8,03$, Cu – $6,75 \pm 2,82$, Pb – $1,63 \pm 0,63$, Cd – $0,992 \pm 0,325$; 3) средний поток аэрозольных частиц на поверхность земли – $2,10 \pm 0,09$ $\text{мг} \cdot \text{м}^{-2}$ за один снегопад, или $1,03$ – $1,33$ $\text{мг} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$. С твёрдыми атмосферными осадками на поверхность земли в среднем выпадает, $\text{мкг} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$: Zn – 12,5–14,2; Cu – 2,2–2,5; Pb – 0,58–0,66; Cd – 0,31–0,42.

Благодарности. Работа выполнена в рамках темы НИР ММБИ КНЦ РАН 9-18-03 (номер государственной регистрации АААА-А18-118030690060-6) «Вертикальные и латеральные потоки осадочного вещества в береговых зонах Баренцева и Белого морей в условиях изменяющейся природной среды и климата».

Acknowledgments. The work was performed in the framework of the research topic of MMBI KSC RAS 9-18-03 (State registration number АААА-А18-118030690060-6) «Vertical and lateral flows of sedimentary substances in the coastal zones of the Barents and White seas in a changing environment and climate».

Литература

1. Шевченко В.П., Лисицын А.П., Штайн Р. (Stein R.), Горюнова Н.В., Ключевиткин А.А., Кравчишина М.Д., Кривс М. (Kriews M.), Новигацкий А.Н., Соколов В.Т., Филиппов А.С., Хаас Х.

References

1. Shevchenko V.P., Lisitzin A.P., Stein R., Goryunova N.V., Klyuvitkin A.A., Kravchishina M.D., Kriews M., Novigatsky A.N., Sokolov V.T., Filippov A.S., Haas H. Distribution and composition of insoluble particles in the snow

- (Haas H.) Распределение и состав нерастворимых частиц в снеге Арктики // Проблемы Арктики и Антарктики. 2007. № 75. С. 106–118.
2. Шевченко В.П., Воробьев С.Н., Кирпотин С.Н., Крицков И.В., Монасыпов Р.М., Покровский О.С., Политова Н.В. Исследования нерастворимых частиц в снежном покрове Западной Сибири на профиле от Томска до эстуария Оби // Оптика атмосферы и океана. 2015. Т. 28. № 6. С. 499–504.
 3. Лисицын А.П. Маргинальный фильтр океанов // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 735–743.
 4. Lisitzin A.P. Sea-ice and iceberg sedimentation in the ocean: Recent and Past. Berlin: Springer, 2002. 563 p.
 5. Мутяев М.В. Мурманское побережье (геолого-геоморфологические и климатические особенности, современные геологические процессы). Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2014. 226 с.
 6. Болтенко Е.Л., Евсеев А.В., Корзун А.В., Сухова Т.Г. Химический состав снежного покрова, как показатель загрязнения на Кольском полуострове // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 1991. № 5. С. 60–64.
 7. Евсеев А.В., Красовская Т.М. Эколого-географические особенности природной среды районов крайнего Севера России. Смоленск: Изд-во Смоленского гос. ун-та, 1996. 232 с.
 8. Caritat P., Dyrds M., Niskavaara H., Chekushin V., Bogatyrev I., Reimann C. Snow composition in eight catchments in the Central Barents Euro-Arctic region // Atmospheric Environment. 1998. V. 32. № 14/15. P. 2609–2626.
 9. Шевченко В.П. Влияние аэрозолей на среду и морское осадконакопление в Арктике. М.: Наука, 2006. 226 с.
 10. Куценогий К.П., Куценогий П.К. Аэрозоли Сибири. Итоги семилетних исследований // Сибирский экологический журнал. 2000. № 1. С. 11–20.
 11. Бояркина А.П., Байковский В.В., Васильев Н.В., Глухов Г.Г., Медведев М.А., Писарева Л.Ф., Резчиков В.И., Шелудько С.И. Аэрозоли в природных планшетах Сибири. Томск: Изд. ТГУ, 1993. 157 с.
 12. Виноградова А.А., Полиссар А.В. Элементный состав аэрозоля в атмосфере центральной части Российской Арктики // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 1995. Т. 32. С. 264–274.
 13. Viklander M. Substances in urban snow. A comparison of the contamination of snow in different parts of the city of Lulee, Sweden // Water, Air, and Soil Pollution. 1999. V. 114. P. 377–394.
 14. Darby D.A., Naidu A.S., Mowatt T.C., Jones G. Sediment composition and sedimentary processes in of the Arctic. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of the Arctic and Antarctic. 2007, 75: 106–118. [In Russian].
 2. Shevchenko V.P., Vorobiev S.N., Kirpotin S.N., Kritskov I.V., Monasyrov R.M., Pokrovsky O.S., Politova N.V. Studies of insoluble particles in the snow cover of Western Siberia on the profile from Tomsk to the Ob estuary. *Optika atmosfery i okeana*. Optics of the Atmosphere and Ocean. 2015, 28 (6): 499–504. [In Russian].
 3. Lisitzin A.P. Marginal Filter of the Oceans. *Okeanologiya*. Oceanology. 1994, 34 (5): 735–743. [In Russian].
 4. Lisitzin A.P. Sea-ice and iceberg sedimentation in the ocean: Recent and Past. Berlin: Springer. 2002: 563 p.
 5. Mityaev M.V. *Murmanskoe poberezh'e (geologo-geomorfologicheskie i klimaticheskie osobennosti, sovremennye geologicheskie protsessy)*. Murmansk coast (geological, geomorphological and climatic features, modern geological processes). Apatity: Kola Science Center RAS, 2014: 226 p. [In Russian].
 6. Boltenko E.L., Evseev A.V., Korzun A.V., Sukhova T.G. The chemical composition of snow cover as an indicator of pollution on the Kola Peninsula. *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5. Geografiya*. Herald of Moscow State University. Series 5. Geography. 1991, 5: 60–64. [In Russian].
 7. Evseev A.V., Krasovskaya T.M. *Ehkologo-geograficheskie osobennosti prirodnoy sredy rayonov kraynego Severa Rossii*. Ecological and geographical features of the natural environment of the regions of the Far North of Russia. Smolensk: Smolensk State University, 1996: 232 p. [In Russian].
 8. Caritat P., Dyrds M., Niskavaara H., Chekushin V., Bogatyrev I., Reimann C. Snow composition in eight catchments in the Central Barents Euro-Arctic region. *Atmospheric Environment*. 1998, 32 (14/15): 2609–2626.
 9. Shevchenko V.P. *Vliyanie aehrozoley na sredu i morskoe osadkonakoplenie v Arktike*. Effect of aerosols on the environment and marine sedimentation in the Arctic. Moscow: Science, 2006: 226 p. [In Russian].
 10. Kutsenogy K.P., Kutsenogy P.K. Aerosols of Siberia. Results of seven years of research. *Sibirskiy ehkologicheskiy zhurnal*. Siberian Journ. of Ecology. 2000, 1: 11–20. [In Russian].
 11. Boyarkina A.P., Baykovsky V.V., Vasilyev N.V., Glukhov G.G., Medvedev M.A., Pisareva L.F., Rezchikov V.I., Sheludko S.I. *Aeroloji v prirodnykh planshetakh Sibiri*. Aerosols in natural tablets of Siberia. Tomsk: Tomsk State University. 1993: 157 p. [In Russian].
 12. Vinogradova A.A., Polissar A.V. Elemental composition of aerosol in the atmosphere of the central part of the Russian Arctic. *Izvestiya Rossiyskoy Akademii Nauk. Seriya Fizika atmosfery i okeana*. News of the Russian Academy of Sciences. Series Physics of the atmosphere and the ocean. 1995, 32: 264–274. [In Russian].
 13. Viklander M. Substances in urban snow. A comparison of the contamination of snow in different parts of the city of Lulee, Sweden. *Water, Air, and Soil Pollution*. 1999, 114: 377–394.

- the Arctic Ocean // *The Arctic Seas – Climatology, Oceanography, Geology and Biology*. Ed. Y. Herman. New York, 1989. P. 657–720.
15. Duce R.A., Liss P.S., Merrill J.T., Atlas E.L., Buat-Menard P., Hicks B.B., Miller J.M., Prospero J.M., Arimoto R., Church T.M., Ellis W., Gollovay J.N., Hansen L., Jickells T.D., Knap A.H., Reinhard K.H., Schneider B., Soudine A., Tokos J.J., Tsunogai S., Wollast R., Zhou M. The atmospheric input of the trace species to the world ocean // *Global Biogeochem. Cycles*. 1991. V. 5. № 3. P. 193–259.
16. Игамбердиев В.М., Терешенков О.М., Кутыев Х.А., Попова Е.Н. Оценка современного состояния природной среды: Норильский промышленный район // *Народное хозяйство Республики Коми*. 1994. № 1. С. 54–61.
17. Шевченко В.П., Лисицын А.П., Виноградова А.А., Куценогий К.П., Смирнов В.В., Штайн Р. Аэрозоли Арктики и их влияние на окружающую среду // *Аэрозоли Сибири*. Новосибирск: Изд. СО РАН, 2006. С. 148–184.
18. Чернов Р.А. Метаморфизм и термические свойства свежевыпавшего снега (по исследованиям в Подмоскowie) // *Лёд и Снег*. 2016. Т. 56. № 2. С. 199–206.
19. Шевченко В.П., Иванов Г.И., Буровкин А.А., Джиноридзе Р.Н., Зернова В.В., Поляк Л.В., Шанин С.С. Потоки осадочного материала в проливе Святой Анны и восточной части Баренцева моря // *ДАН*. 1998. Т. 359. № 3. С. 400–403.
20. Шевченко В.П., Лисицын А.П., Виноградова А.А., Смирнов В.В., Серова В.В., Штайн Р. Аэрозоли Арктики – результаты десятилетних исследований // *Оптика атмосферы и океана*. 2000. Т. 13. № 6/7. С. 551–576.
21. Shevchenko V.P., Lisitzin A.P. Aeolian input // *The Arctic ocean organic carbon cycle: present and past*. Eds.: R. Stein, R.W. Macdonald. Berlin-Heidelberg – New York: Springer, 2003. P. 53–54.
22. Гордеев В.В., Лисицын А.П. Тяжелые металлы в ледовом покрове Баренцева моря // *Океанология*. 2005. Т. 45. № 5. С. 777–784.
14. Darby D.A., Naidu A.S., Mowatt T.C., Jones G. Sediment composition and sedimentary processes in the Arctic Ocean. *The Arctic Seas – Climatology, Oceanography, Geology and Biology*. Ed. Y. Herman. New York, 1989: 657–720.
15. Duce R.A., Liss P.S., Merrill J.T., Atlas E.L., Buat-Menard P., Hicks B.B., Miller J.M., Prospero J.M., Arimoto R., Church T.M., Ellis W., Gollovay J.N., Hansen L., Jickells T.D., Knap A.H., Reinhard K.H., Schneider B., Soudine A., Tokos J.J., Tsunogai S., Wollast R., Zhou M. The atmospheric input of the trace species to the world ocean. *Global Biogeochem. Cycles*. 1991, 5 (3): 193–259.
16. Igamberdiev V.M., Tereshenkov O.M., Kutyev Kh.A., Popova E.N. Assessment of the current state of the environment: Norilsk industrial region. *Narodnoe hozyaystvo Respubliki Komi*. National Economy of the Komi Republic. 1994, 1: 54–61. [In Russian].
17. Shevchenko V.P., Lisitzin A.P., Vinogradova A.A., Kutsenogiy K.P., Smirnov V.V., Stein R. Aerosols of the Arctic and their impact on the environment. *Aehrozoli Sibiri*. Aerosols of Siberia. Novosibirsk: Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 2006: 148–184. [In Russian].
18. Chernov R.A. Metamorphism and thermal properties of newly fallen snow (according to research in the Moscow region). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2016, 56 (2): 199–206. [In Russian].
19. Shevchenko V.P., Ivanov G.I., Burovkin A.A., Dzhenoridze R.N., Zernova V.V., Polyak L.V., Shanin S.S. Flows of sedimentary material in the St Anne's Strait and the eastern part of the Barents Sea. *Doklady Akademii Nauk*. Proc. of the Academy of Sciences. 1998, 359 (3): 400–403. [In Russian].
20. Shevchenko V.P., Lisitzin A.P., Vinogradova A.A., Smirnov V.V., Serova V.V., Shtayn R. Aerosols of the Arctic – the results of decades of research. *Optika atmosfery i okeana*. Optics of the Atmosphere and the Ocean. 2000, 13 (6/7): 551–576. [In Russian].
21. Shevchenko V.P., Lisitzin A.P. Aeolian input // *The Arctic Ocean Organic Carbon Cycle: Present and Past*. Eds.: R. Stein, R.W. Macdonald. Berlin-Heidelberg-New York: Springer. 2003: 53–54.
22. Gordeev V.V., Lisitzin A.P. Heavy metals in the ice cover of the Barents Sea. *Okeanologiya*. Oceanology. 2005, 45 (5): 777–784. [In Russian].

Внутриландшафтное распределение снегозапасов в бассейне р. Майма (низкогорья Русского Алтая)

© 2019 г. Л.Ф. Лубенец^{1*}, Д.В. Черных^{1,2}

¹Институт водных и экологических проблем СО РАН, Барнаул, Россия;

²Алтайский государственный университет, Барнаул, Россия

*lilia_lubenets@mail.ru

Intra-landscape distribution of snow storage in the Mayma river basin (low-mountain area of the Russian Altai)

L.F. Lubenets^{1*}, D.V. Chernykh^{1,2}

¹Institute for Water and Environmental Problems, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Barnaul, Russia;

²Altai State University, Barnaul, Russia

*lilia_lubenets@mail.ru

Received September 20, 2018 / Revised March 4, 2019 / Accepted June 13, 2019

Keywords: *Altai, landscape-interpretation mapping, low-mountain, Maima river basin, snow storage, snowpack water equivalent.*

Summary

The paper presents the results of observations and cartographic modeling of distribution of maximum snow storages (snowpack water equivalent) in the low-mountain forest landscapes of the Maima river basin in different by snow amount winters. The weather conditions during cold periods of 2014/15–2017/18 were analyzed. The data on precipitation and mean monthly temperatures for the above mentioned seasons were compared with averaged values for 1998–2018 as the whole. It was found that the values of snow storages as well as losses for evaporation here are mainly conditioned by the meteorological parameters of the cold period. The algorithm of mapping with the use of the landscape cartographic basis and corrections for features of the relief and the character of the underlying surface is proposed. This algorithm may be used in the studies of snow accumulation in low-mountain forest landscapes. It had been found that the cold periods of 2014/15 and 2016/17 were characterized by the highest excess of winter precipitation over the averaged long-term values, whereas the lowest values were typical for 2017/18 and 2015/16. According to mean monthly air temperatures, the investigated winters were warm. The data on the *in situ* measurements and calculations confirm the dependence of snow accumulation in the basin on an altitude gradient, vegetation features, expositions and surface steepness. Consistently high values of snow storages are characteristic for the black-taiga landscapes on the shadow slopes (North-Western, Northern and North-Eastern expositions) with an angle of up to 20° with small-leaved forests. Minimum values of snow storages are observed in the sub-taiga part of the basin on the slopes of light (South-Western, Southern and South-Eastern) and transitional (Western and Eastern) expositions with an angle of more than 20° with the domination of original coniferous forests.

Citation: Lubenets L.F., Chernykh D.V. Intra-landscape distribution of snow storage in the Mayma river basin (low-mountain area of the Russian Altai). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2019. 59 (3): 319–332. [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-3-410>.

Поступила 20 сентября 2018 г. / После доработки 4 марта 2019 г. / Принята к печати 13 июня 2019 г.

Ключевые слова: *Алтай, ландшафтно-интерпретационное картографирование, низкогорный бассейн р. Майма, снегозапасы.*

Изложены результаты (2014/15–2017/18 гг.) снегомерных работ и картографического моделирования максимальных снегозапасов в преимущественно низкогорном бассейне р. Майма. Установлено, что максимальные снегозапасы наблюдаются на теневых склонах с углом наклона до 20° с мелколиственными лесами; минимальные – на склонах световых и переходных экспозиций с углом наклона более 20° с коренными хвойными лесами.

Введение

Снежный покров определяет функционирование ландшафтов в средних широтах не только в зимнее время, но и на протяжении части тёплого периода года. В региональных исследованиях количественный анализ основных характеристик снежного покрова, изучение режимов снегона-

копления и снеготаяния чрезвычайно актуальны для прогнозирования гидрологических явлений, прежде всего динамики весенних половодий и паводков на реках [1, 2]. Для малых по водности рек фаза половодья играет важную роль, так как на неё, как правило, приходится большая часть годового стока [3]. В настоящее время основной источник информации о гидрометеорологической обстанов-

ке на реках — данные сети метеостанций и постов, но этих данных недостаточно для количественного учёта факторов, влияющих на сток с поверхности водосбора. Один из приближённых способов оценки талого стока — анализ параметров максимальных снегозапасов. Ландшафтная дифференциация снегонакопления на основе данных наземных наблюдений позволяет восполнить дефицит исходных гидрометеорологических данных, а также учесть неоднородность распределения снегозапасов, особенно в горных территориях, обусловленную влиянием абсолютной высоты, крутизны и экспозиции склонов и разнообразием наземных покровов.

Низкогорные ландшафты занимают более половины площади бассейна Верхней Оби. Здесь формируется большая часть стока первой волны половодья [4]. Кроме того, низкогорья наиболее освоены и преобразованы человеком, что не может не отразиться на структурно-функциональной организации ландшафтов, в частности на распределении снежного покрова. В качестве ведущих параметров, влияющих на пространственную дифференциацию снегонакопления в горных территориях, авторы выделяют особенности рельефа, показатели растительности и циркуляционные процессы (прежде всего направление ветра) [5–7].

Согласно Стратегии социально-экономического развития [8], Республика Алтай на период до 2035 г. определяется как территория ноосферного развития, для которой выделяется одно из приоритетных направлений региональной экономики — совершенствование системы управления водными ресурсами. Реализация указанного приоритета невозможна без обеспечения безопасности от чрезвычайных ситуаций гидрологического характера и требует научно-обоснованного подхода к изучению механизмов, отражающих взаимодействие структуры и функционирования ландшафтов водосборных бассейнов с позиции формирования стока.

В качестве модельного выбран преимущественно низкогорный речной бассейн р. Майма. Такой выбор определяется репрезентативностью бассейна для низкогорных районов Алтая и обеспеченностью метео- и гидрологической информацией. Цель исследования — изучение пространственной дифференциации снегозапасов в низкогорных лесных ландшафтах бассейна р. Майма в разные по метеопараметрам холодные периоды 2014/15–2017/18 гг.

Исследования предусматривали: 1) анализ метеоусловий холодных периодов 2014/15–

2017/18 гг. по сравнению со средними многолетними значениями и оценку их влияния на особенности снегонакопления; 2) изучение факторов формирования снегозапасов в низкогорных лесных ландшафтах в период максимального снегонакопления; 3) исследование и картографирование снегозапасов в низкогорных ландшафтах бассейна р. Майма.

Территория исследования

Объект исследования — малый речной бассейн р. Майма (площадь 776,5 км²), расположенный в пределах Северной Алтайской (69,6%) и Северо-Восточной Алтайской (30,4%) физико-географических провинций Алтайской горной области [9, 10]. Территория бассейна р. Майма представляет собой денудационно-эрозионное низкогорье, абсолютные отметки которого повышаются с севера на юг с 260–700 до 1460 м. В пределах бассейна около 50% площади занимают склоны с высотным диапазоном 400–1400 м и крутизной от 5–30°, иногда больше. Из-за специфического экспонирования в бассейне преобладают склоны теневых (северная, северо-восточная, северо-западная) экспозиций [11], что предполагает более длительное снеготаяние и более растянутый паводок.

По данным гидрометеостанции (ГМС) Кызыл-Озёк, расположенной в низовьях бассейна, средняя годовая температура воздуха составляет 1,0 °С, годовая сумма осадков — 795 мм. Холодный период в бассейне обычно начинается в первой–второй декадах ноября, реже — в третьей декаде октября. Продолжительность составляет 109–155 дней. Окончание чаще всего приходится на вторую–третью декаду марта. Минимальная сумма осадков за холодный период (1998–2018 гг.) отмечена в 2012 г. (68,9 мм), максимальная — в 2017 г. (223,4 мм). В холодный период преобладают ветры юго-юго-восточного направления [12].

Для бассейна р. Майма, как и Русского Алтая в целом, характерно преобладание лесного пояса (почти 95% общей площади): чернево-таёжные субнеморальные (247,66 км² — 31,9% общей площади) и подтаёжные (480,89 км² — 62%). Лесостепные барьерно-циклонические ландшафты занимают в пределах бассейна незначительную площадь (47,48 км² — 6,1%) [10].

Исходные данные и методы исследования

Исходные данные для определения метеоусловий изучаемых зим. Под «холодным периодом» в данном исследовании понимается период, когда наблюдается устойчивый переход средней суточной температуры воздуха через 0°C , осадки выпадают на земную поверхность в твёрдой фазе и отсутствует поверхностный сток на водосборе. В качестве исходных данных для выявления метеоусловий за расчётный холодный период изучаемых лет послужили средние суточные характеристики снежного покрова, температуры воздуха, сумм атмосферных осадков за период 1940–2018 гг. Основу для анализа режима снегонакопления составляли также данные средних суточных сумм твёрдых осадков и суточные (средние, минимальные и максимальные) температуры исследуемых зимних периодов Росгидромета [12].

Алгоритм картографирования снегозапасов с использованием ландшафтной картографической основы. Эффективность анализа распределения снегозапасов определяется набором параметров, учитывающих специфику горных территорий. Методика моделирования и картографирования снегозапасов базируется на ландшафтной картографической основе, позволяющей определить характеристики компонентов ландшафтов, детерминирующие снегонакопление, и экстраполировать данные полевых снегомерных работ на неисследованные участки территории со сходными ландшафтными условиями [13]. Разработанный алгоритм предусматривает следующее.

А. Изучение и картографирование ландшафтной основы территории. Использование ландшафтной картографической основы позволяет решить вопрос пространственного анализа снегонакопления. Для характеристики ландшафтной структуры бассейна использовали данные, полученные в результате проведения наземных исследований в период с 2010 по 2016 г. (ландшафтные маршрутные описания с позиционированием точек с помощью GPS). Границы базовых ландшафтных контуров локализованы на основе преобразования цифровой модели рельефа (создание на основе обработки GRID-модели с помощью инструмента *Topo to Raster*, входящего в состав интегрированных настольных приложений ArcGis, исходных слоёв — экспозиций и углов наклона поверхностей, объединённых в один исходный слой) и дистанци-

онных данных открытых геопорталов [14, 15]. Дополнительно использованы материалы почвенных обследований лаборатории биогеохимии и другие фондовые данные Института водных и экологических проблем СО РАН (Барнаул), а также литературные и тематические картографические источники на данную территорию [10, 16, 17].

Ландшафтное картографирование бассейна р. Майма (URL: <https://yadi.sk/i/ycCwnHU3aEfmm>; <http://geoinfo.iwep.ru/landscapes/m1>) выполнено на топографической основе масштаба 1:100 000 [17]. Картографируемой единицей в пределах каждого высотного уровня (подпояса) выступили группы урочищ (как правило, сложных). Параметры дифференциации группы урочищ, в первую очередь экспозиция склонов, угол наклона, набор растительных ассоциаций и почвенные разности, стали основой для определения поправочных коэффициентов и индексов снегонакопления. Важная составляющая легенды ландшафтной карты — учёт антропогенных изменений в геосистемах, влияющих на характеристики снежного покрова. Например, на величину снегозапасов существенно влияет смена лесных сообществ вторичными луговыми в местах вырубок или обратный процесс — лесопосадки.

Б. Снегомерные работы и статистический анализ данных снегомерной съёмки. Полевые снегомерные работы проводили ландшафтно-маршрутным методом с использованием снегомерных площадок [18]. Линейные маршруты прокладывали в различных высотных частях бассейна с учётом экспозиционных условий и ландшафтной специфики территории. Толщина снежного покрова измерялась двухметровой металлической рейкой с делением 1 см, расстояние между точками измерений — 20 м. Плотность снежного покрова определялась в каждой пятой точке маршрута через каждые 100 м с помощью весового снегомера ВС-43. Снегомерные площадки закладывались в пределах репрезентативных участков, отражающих особенности снегонакопления основных типов ландшафтных выделов. Толщина снежного покрова измерялась в 20 точках, расстояние между которыми составляло 5 м, реже 2 м (на склонах крутизной более 30°), плотность снежного покрова определялась в пяти точках.

Исследования выполняли на линейном маршруте и площадке за сезон один раз, в период максимального снегонакопления — с 28 февраля

по 4–6 марта. За четырёхлетний период полевых снегомерных работ выполнено 2947 измерений толщины и 592 измерения плотности снежного покрова. Работы проводились на десяти линейных маршрутах и 41 площадке на разных высотных-поясных уровнях, соответствующих подтипам ландшафтов: лесостепных (диапазон высот 327–577 м), подтаёжных (386–586 м) и чернево-таёжных (518–1104 м). В камеральных условиях рассчитывали плотность снега, снегозапасы, вели статистику обработку данных с расчётом следующих параметров: среднеквадратичного отклонения σ ; коэффициентов вариации S_v ; стандартной ошибки средних значений толщины; плотности снежного покрова и снегозапасов.

В. Определение ведущих факторов перераспределения снега и введение поправочных значений, необходимых для анализа снегозапасов. Изучению влияния характеристик подстилающей поверхности на снегонакопление посвящено достаточно много работ [19–21]. В частности, выявлены эмпирические зависимости снегонакопления на лесных и безлесных участках. W. Veatch с соавторами [22] установил, что наибольшее снегонакопление свойственно средним по густоте лесам по сравнению с более густыми лесами и безлесными участками. Кроме того, разработаны физически обоснованные модели, отражающие результаты экспериментальных исследований процессов накопления и таяния снега на открытых и лесных участках речных водосборов, которые позволяют определить количественные пределы перехвата твёрдых осадков кронами деревьев и их последующее испарение [23]. Однако в бассейнах с крайне неоднородной структурой растительности использование такого рода моделей затруднено в связи с необходимостью чрезвычайно детального отражения свойств растительности, например, древесных пород (состав, полнота, возраст и ярусность), что предполагает проведение очень большого объёма работ.

В данном исследовании для расчёта первичного значения снегозапасов на основе коэффициента снегонакопления $K_{\text{сн}}$ определялись усреднённые соотношения снегозапасов для различных наземных покровов в пределах подтипов ландшафтов. Коэффициент рассчитывался относительно открытых участков. В качестве исходных данных использовали значения снегозапасов, полученные в ходе натурных измерений отдель-

но для каждого лесного подтипа ландшафтов — средние величины по каждому году измерений для хвойных (пихтовые в чернево-таёжных и сосновые в подтаёжных ландшафтах, а также многолетние хвойные насаждения) и мелколиственных (включая многолетние лиственные насаждения) лесов, безлесных участков (настоящие и остепнённые луга, петрофитные луговые степи, а также вторичные послелесные луга и распаханная территория). Учитывая недостаточность исходных данных за отдельные годы для лесостепных ландшафтов, результаты анализа распределения снегозапасов в данной работе не приведены.

Проводили учёт влияния экспозиции склонов и крутизны поверхности на величину снегозапасов. Известно, что орографическая специфика территории (абсолютная высота бассейна, крутизна и экспозиция склонов, специфика и направление водораздельных хребтов и хребтов внутри бассейна) совместно с ветровым режимом определяют пространственную неоднородность залегания снежного покрова [24, 25]. В работе на основе пофакторного анализа для первичных значений снегозапасов, определённых для разных категорий наземного покрова, введены поправки: а) для склонов разных экспозиций: не имеющие экспозицию; световые (юго-западная, южная и юго-восточная) и переходные (западная и восточная); теневые (северо-западная, северная, северо-восточная); б) для поверхностей разной крутизны: условно выровненные (до 10°); покатые и средней крутизны (10 – 20°); крутые; очень крутые и отвесные (более 20°). Коэффициенты снегонакопления рассчитывались относительно не имеющих экспозиции склонов и условно выровненных поверхностей.

Г. Картографирование снегозапасов с использованием полей атрибутивной таблицы ландшафтной карты: первичные значения снегозапасов на основе информации о наземном покрове; итоговые значения снегозапасов — с учётом поправок на экспозицию склонов и крутизну поверхности. Созданная на основе инструментальных наблюдений и поправочных коэффициентов база данных послужила основой для экстраполяции значений снегозапасов на ландшафты бассейна. Весь диапазон значений снегозапасов охарактеризован шагом 25 мм, что дало девятиранговую шкалу значений. Такой интервал обусловлен наилучшей наглядностью карт в поле действия выбранных факторов.

Таблица 1. Суммы осадков и среднемесячные температуры воздуха за холодный период по данным гидрометеостанции Кызыл-Озёк [12, 25]

Холодный период	Ноябрь*	Декабрь	Январь	Февраль	Март**	За весь период
<i>Количество осадков, мм</i>						
2014/15 г.	31,7	17	25,3	45,3	6,9	126,2
2015/16 г.	55,5	14,9	11,5	10,7	13,6	106,2
2016/17 г.	69,6	55,8	26,2	18,9	3,4	173,9
2017/18 г.	29,6	11,3	13,6	16	39,9	110,4
Среднее за период 1998–2018 гг.	37,9	29,7	24,7	22,4	6,9	121,7
<i>Среднемесячные температуры, °С</i>						
2014/15 г.	–8,3	–11,9	–11,8	–10,0	–10,2	–10,4
2015/16 г.	–9,5	–9,0	–19,8	–12,6	–7,8	–11,8
2016/17 г.	–15,7	–14,3	–15,0	–17,6	–10,6	–14,6
2017/18 г.	–4,0	–11,4	–19,2	–11,4	–9,3	–11,1
Среднее за период 1998–2018 гг.	–10,5	–15,7	–19,2	–17,4	–14,3	–15,4

*Данные приводятся с начала расчётного холодного периода. **Данные приводятся за период 1–6 марта.

Обсуждение результатов

Характеристика холодного периода по данным гидрометеостанции Кызыл-Озёк. По основным метеопараметрам холодные периоды, рассматриваемые в работе, достаточно контрастны (табл. 1). Холодный период 2016/17 г. характеризуется наибольшим значением зимних осадков (почти на 50 мм) по сравнению со средними многолетними значениями – 173,9 мм; несколько меньшее количество осадков отмечалось в 2014/15 г. – 126,2 мм; наименьшие значения характерны для 2015/16 и 2017/18 гг. – 106,2 и 110,4 мм соответственно (в раннее опубликованных работах [26] нами были представлены метеоданные за календарную зиму: ноябрь–март включительно). По средним месячным температурам воздуха (см. табл. 1) исследуемые зимы относятся к тёплым, за исключением некоторых месяцев зимы. Например, в декабре 2015 г. и январе 2016 г., а также в феврале 2017 г. средние температуры воздуха были ниже средних многолетних. В целом наиболее тёплая за исследуемый период – зима 2014/15 г. (максимальное превышение значений температуры воздуха над средними многолетними в сторону положительных температур 5 °С), а наиболее холодная – зима 2016/17 г. (превышение 0,8 °С).

Динамика снегозапасов по классам наземных покровов в подтипах лесных ландшафтов в максимум снегонакопления (2014/15–2017/18 гг.). Анализ данных (табл. 2) показывает устойчивую зависимость распределения снегозапасов от высотных

уровней. В пределах бассейна максимальные значения снегозапасов характерны для чернево-таёжного подтипа ландшафтов (абсолютные высоты 518–1104 м), где разница в средних значениях за четыре рассматриваемых года по сравнению с более низким высотно-поясным уровнем – подтаёжный подтип ландшафтов (386–586 м) – составляет от 22 мм (на открытых участках) до 37 мм (в мелколиственных лесах).

В чернево-таёжных ландшафтах наибольшее снегонакопление наблюдается в мелколиственных лесах. Максимальное превышение над значениями снегозапасов под коренными пихтовыми лесами составляет порядка 30% и отмечается в наиболее холодный и снежный из рассматриваемых периодов 2016/17 г. Подтаёжные леса в связи с меньшими абсолютными высотами территории и доступностью для транспорта более подвержены антропогенному влиянию и поэтому они более разрежены. В таких условиях процессы таяния снежной массы протекают активнее, что определяет меньшие абсолютные значения снегозапасов в пределах подтаёжных лесов по сравнению с чернево-таёжной частью бассейна. Для мелколиственных лесов в подтаёжном подтипе характерны наибольшие значения снегозапасов в 2016/17 и 2017/18 гг. Однако по сравнению с чернево-таёжными ландшафтами максимальная разница между коренными сосновыми и вторичными мелколиственными лесами меньше и составляет около 22% (2016/17 г.). В 2015/16 г. тёплое начало зимы и максимум осадков в это

Таблица 2. Снегозапасы и коэффициент снегонакопления $K_{\text{сн}}$ в бассейне р. Майма по классам наземных покровов для чернево-таёжных субнеморальных (числитель) и подтаёжных (знаменатель) ландшафтов в период максимального снегонакопления за 2014/15–2017/18 гг.

Холодный период	Наземный покров					
	хвойные (пихтовые/сосновые) леса, включая многолетние хвойные насаждения		мелколиственные леса, включая многолетние лиственные насаждения		открытые участки	
	снегозапасы, мм	$K_{\text{сн}}$	снегозапасы, мм	$K_{\text{сн}}$	снегозапасы, мм	$K_{\text{сн}}$
2014/15 г.	115/104	1,04/0,91	131/105	1,18/0,92	111/114	1/1
2015/16 г.	77/44	0,94/1,76	84/42	1,02/1,68	82/25	1/1
2016/17 г.	118/85	0,99/0,87	171/110	1,44/1,12	119/98	1/1
2017/18 г.	53/32	0,98/0,74	64/46	1,19/1,07	54/43	1/1
Среднее за период 2014/15–2017/18 гг.	91/66	0,99/1,07	113/76	1,21/1,20	92/70	1/1

время в сочетании с последующим резким их уменьшением (см. табл. 1), скорее всего, способствовали активному испарению и таянию снега на открытых участках (25 мм – наименьшие значения за весь изучаемый период) и в мелколиственных лесах (42 мм). В условиях густого полога тёмнохвойных пород потери на снеготаяние были меньше, что и определило наибольшие значения снегозапасов к концу зимы – 44 мм.

Снегомерные работы показали, что для мелколиственных лесов коэффициент снегонакопления за отдельные рассматриваемые периоды выше единицы. Превышение отмечается в чернево-таёжном подпоясе каждый год, за исключением 2015/16 г. – не характерного по метеоусловиям (см. табл. 1). Для коренных пихтовых лесов черневой тайги коэффициент снегонакопления близок к единице; для подтаёжных сосновых лесов характерны колебания 0,7–0,9 (если не учитывать величину 2015/16 г.).

Влияние экспозиции и крутизны склонов на снегонакопление. Склоны теневых (северо-восточная, северная и северо-западная) экспозиций на обоих высотных уровнях относятся к наиболее снежным (табл. 3). Максимальное снегонакопление фиксируется на теневых склонах в осевых частях хребтов с чернево-таёжными ландшафтами. Меньшие значения снегозапасов на склонах тех же экспозиций в подтаёжной части бассейна. Данный факт согласуется с мнением В.П. Галахова [4], считавшего, что уменьшение осадков свойственно участкам, расположенным на некотором удалении от гребня орографического барьера. Значения снегозапасов на склонах световых (юго-западная, южная, юго-восточная) и переходных (западная и восточная) экспози-

Таблица 3. Снегозапасы в бассейне р. Майма на уровне подтипов лесных ландшафтов с учётом экспозиционных условий (2014/15–2017/18 гг.), мм

Наземный покров	Склоны переходных и световых экспозиций	Склоны теневых экспозиций
<i>Чернево-таёжные субнеморальные ландшафты</i>		
Пихтовые леса, включая многолетние хвойные насаждения	102	115
Мелколиственные леса, включая многолетние лиственные насаждения	97	120
Открытые участки	94	114
<i>Подтаёжные ландшафты</i>		
Сосновые леса, включая многолетние хвойные насаждения	72	88
Мелколиственные леса, включая многолетние лиственные насаждения	73	94
Открытые участки	75	99

ций, подверженных большему влиянию прямой солнечной радиации и действию ветра (световые склоны одновременно представляют собой и наветренные), заметно меньше и в подтаёжных, и в чернево-таёжных ландшафтах. Максимальные различия между склонами контрастных экспозиций в средних за весь рассматриваемый период значениях снегозапасов наблюдаются на открытых участках (24 мм в подтаёжных и 20 мм в чернево-таёжных ландшафтах) и в мелколиственных лесах (21 и 23 мм); минимальные – в коренных сосновых (16 мм) и пихтовых (13 мм) лесах.

Что касается крутизны склонов, то в целом на крутых и отвесных склонах (более 20°), с ко-

Таблица 4. Снегозапасы в бассейне р. Майма на уровне подтипов лесных ландшафтов с учётом крутизны поверхности (2014/15–2017/18 гг.), мм

Наземный покров	Условно выровненные поверхности (менее 10°)	Покатые и средней крутизны склоны (10–20°)	Крутые, очень крутые и отвесные склоны (более 20°)
<i>Чернево-таёжные субнеморальные ландшафты</i>			
Пихтовые леса, включая многолетние хвойные насаждения	103	107	Нет измерений
Мелколиственные леса, включая многолетние лиственные насаждения	132	112	80
Открытые участки	103	106	62
<i>Подтаёжные ландшафты</i>			
Сосновые леса, включая многолетние хвойные насаждения	77	89	51
Мелколиственные леса, включая многолетние лиственные насаждения	98	94	58
Открытые участки	90	93	58

торых снег усиленно сдувается, снегозапасы в среднем на 26–40 мм (37%) в подтаёжных и 41–52 мм (40%) в чернево-таёжных ландшафтах меньше, чем на выровненных аналогичных поверхностях (табл. 4). Разница величин между выровненными поверхностями и склонами средней крутизны (10–20°) незначительная. В соответствии с этим при введении поправки на крутизну поверхности всю территорию можно разбить на две группы: с углом наклона менее 20° (выровненные поверхности, склоны пологие, покатые и средней крутизны) и более 20° (крутые, очень крутые и отвесные склоны).

Картографирование максимальных снегозапасов (2014/15–2017/18 гг.). Карты максимальных снегозапасов в бассейне р. Майма за рассматриваемый период наблюдений, построенные на ландшафтной основе (на уровне групп урочищ), представлены на рисунках а–д. Исходный масштаб этих интерпретационных карт аналогичен масштабу исходной ландшафтной карты (карта «Бассейн р. Майма: современные ландшафты» (URL: <https://yadi.sk/i/ycC-wnHU3aEfmm>; <http://geoinfo.iwep.ru/landscapes/m1>) – 1:100 000 [17].

Материалы снегомерных работ показали, что снегозапасы в бассейне р. Майма существенно варьируют в разные годы. В целом снегонакопление в бассейне в значительной мере зависит от высотного градиента и морфометрических характеристик рельефа. Наибольшие снегозапасы, независимо от снежности года, сосредоточены в чернево-таёжных ландшафтах в пределах выровненных поверхностей и на склонах с углом наклона до 20°

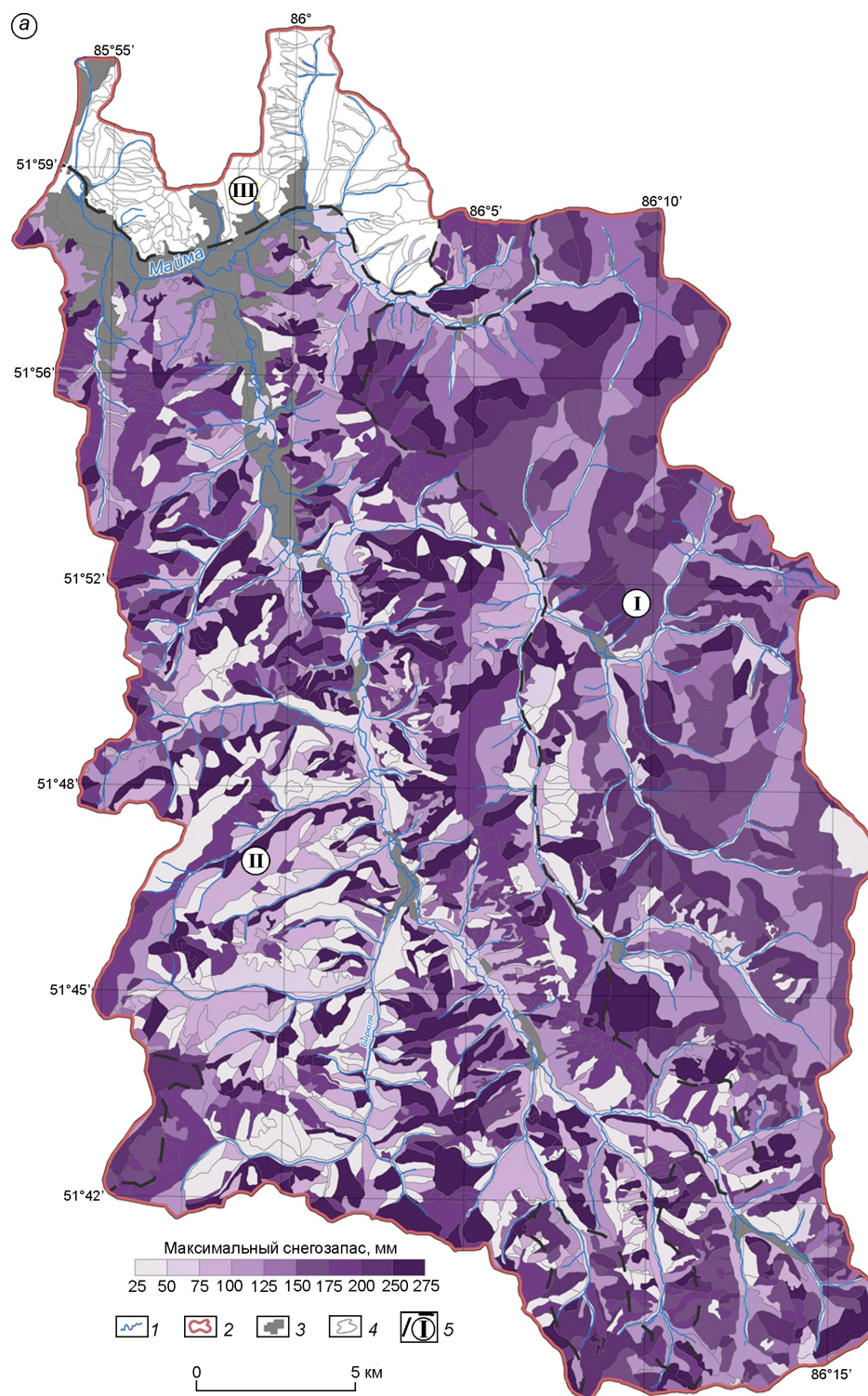
теневого экспозиции с мелколиственными лесами и на безлесных участках. Наименьшие снегозапасы характерны для подтаёжных ландшафтов в пределах крутых, очень крутых и отвесных склонов световых и переходных экспозиций с сосновыми лесами. Средние значения снегозапасов за весь период в бассейне р. Майма равны 92 мм, максимальные – 146 мм, а минимальные – 46 мм.

Сравнение данных табл. 1 и 2 показывает, что потери на испарение в течение холодного периода (разница суммы осадков за холодный период и максимальных снегозапасов) определяются метеорологическими условиями сезона (число оттепелей, наличие осадков в ту или иную фазу холодного периода и т.д.) и для среднеснежных тёплых зим равны 35 мм (среднее за 2014/15 и 2016/17 гг.), а для малоснежных тёплых зим – 55 мм (среднее за 2015/16 и 2017/18 гг.).

Выводы

1. Величины снегозапасов, а также потери на испарение в низкогорных лесных ландшафтах бассейна р. Майма в значительной мере определяются метеопараметрами холодного периода.

2. На основе статистической обработки данных полевых снегомерных работ и пространственного анализа параметров ландшафтной организации в бассейне р. Майма разработан алгоритм моделирования и картографирования снегозапасов с использованием ландшафтной картографической основы и путём введения поправок с учётом особенностей рельефа, применение которого возмож-

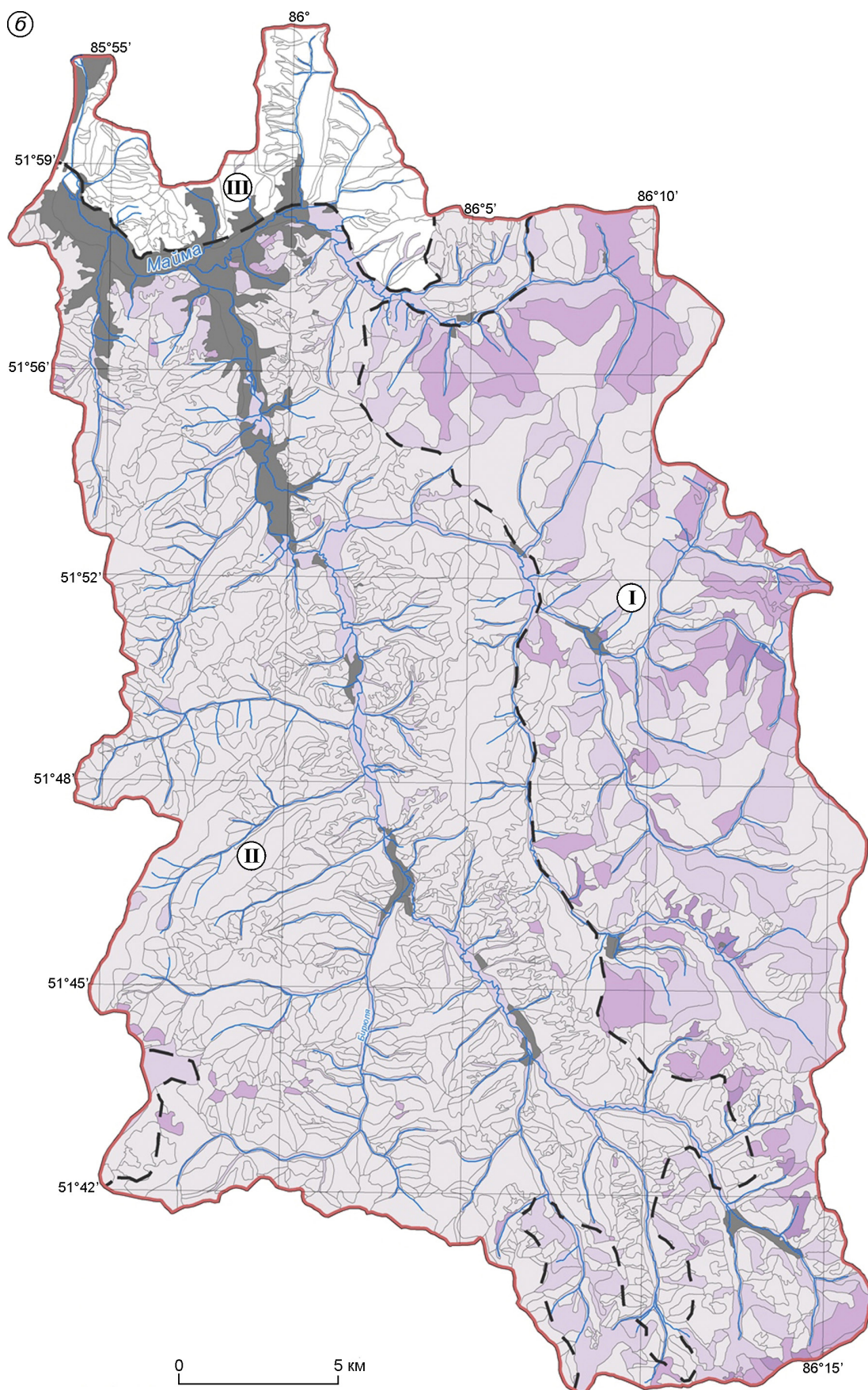


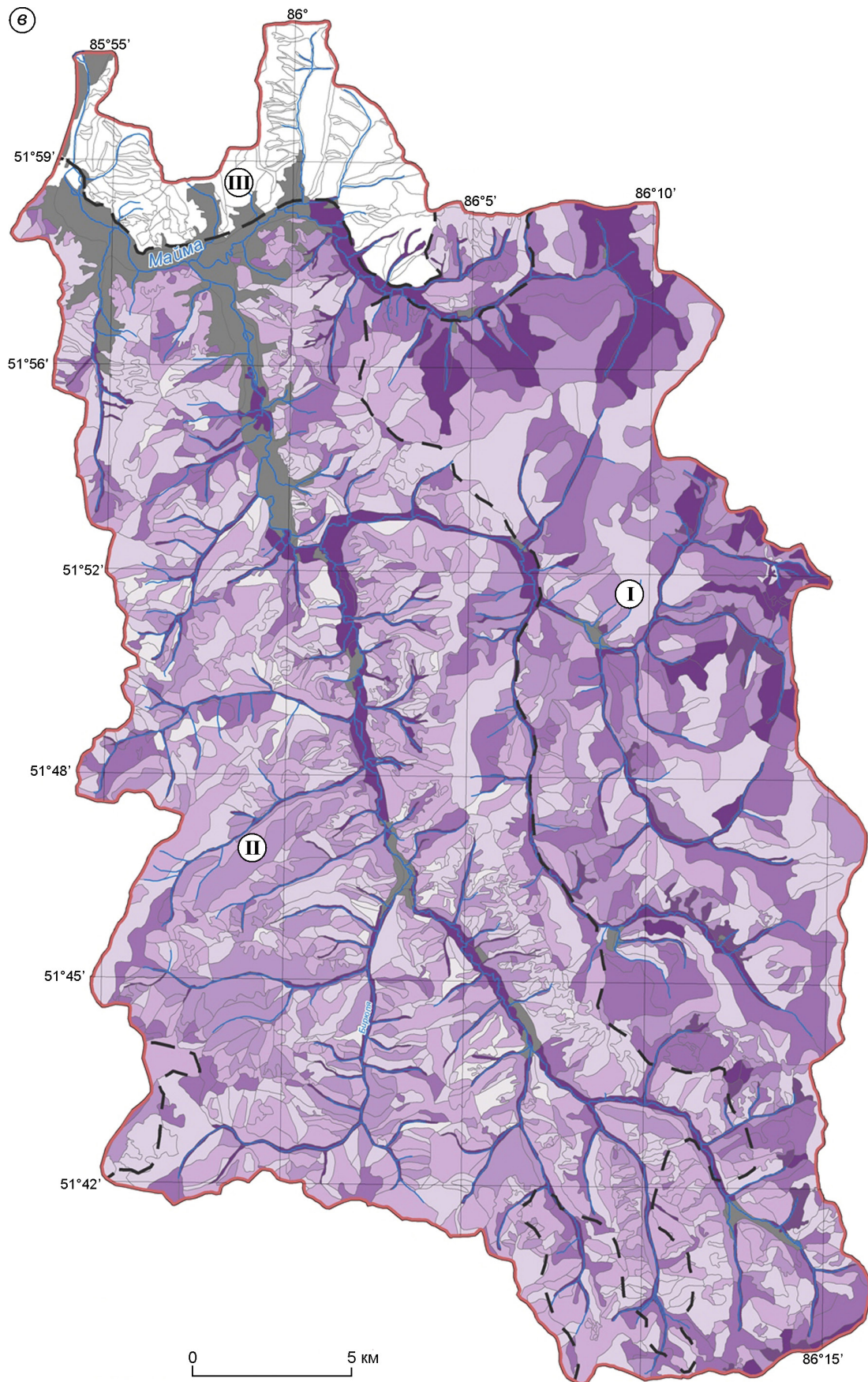
Максимальные снеговые запасы:

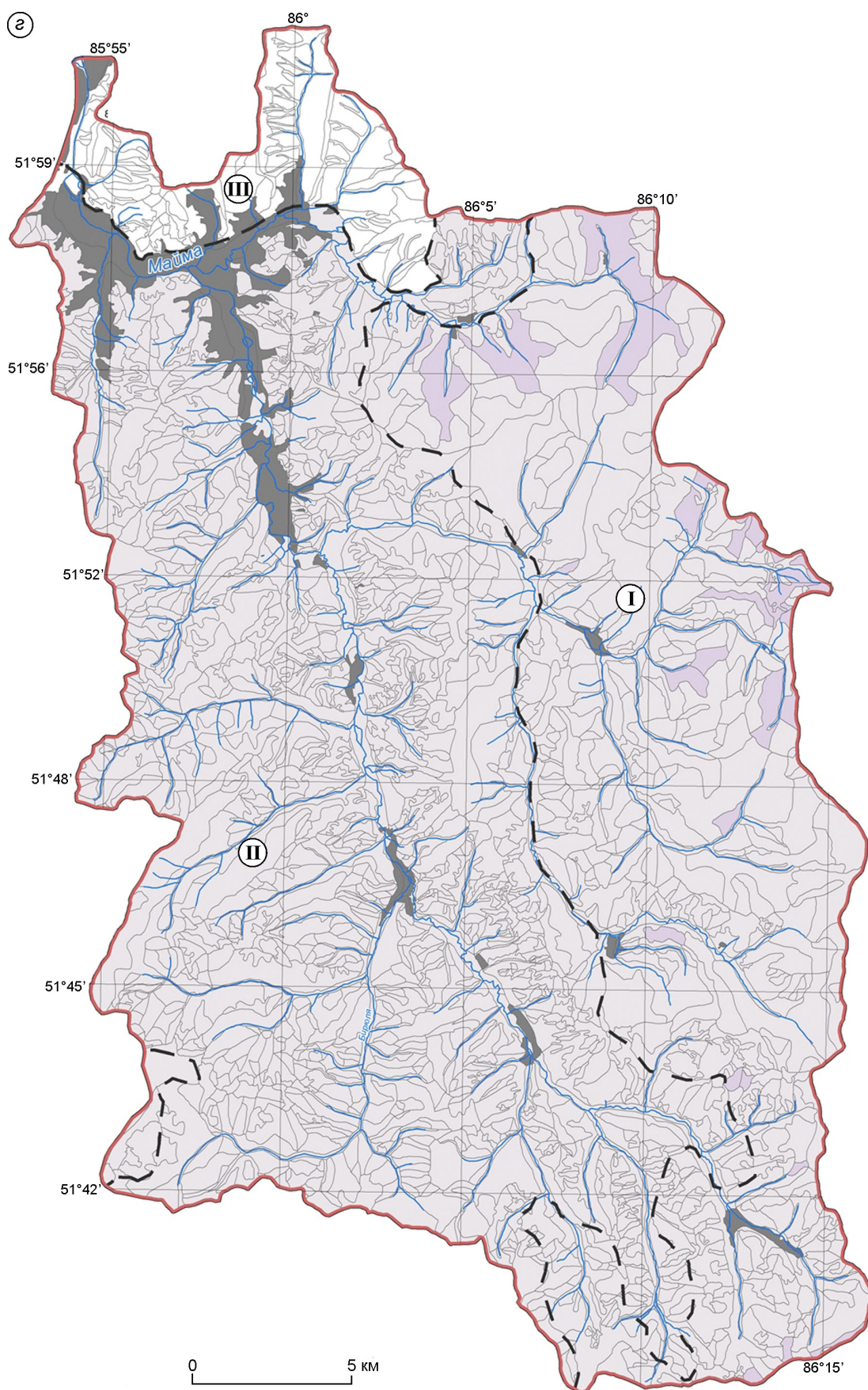
a – 2014/15 г.; *б* – 2015/16 г.; *в* – 2016/17 г.; *г* – 2017/18 г.; *д* – среднее за период 2014/15–2017/18 гг.; 1 – реки; 2 – граница бассейна; 3 – населённые пункты; 4 – группы урочищ; 5 – подтипы ландшафтов: I – черно-таёжные субнеморальные; II – подтаёжные; III – лесостепные барьерно-циклонические

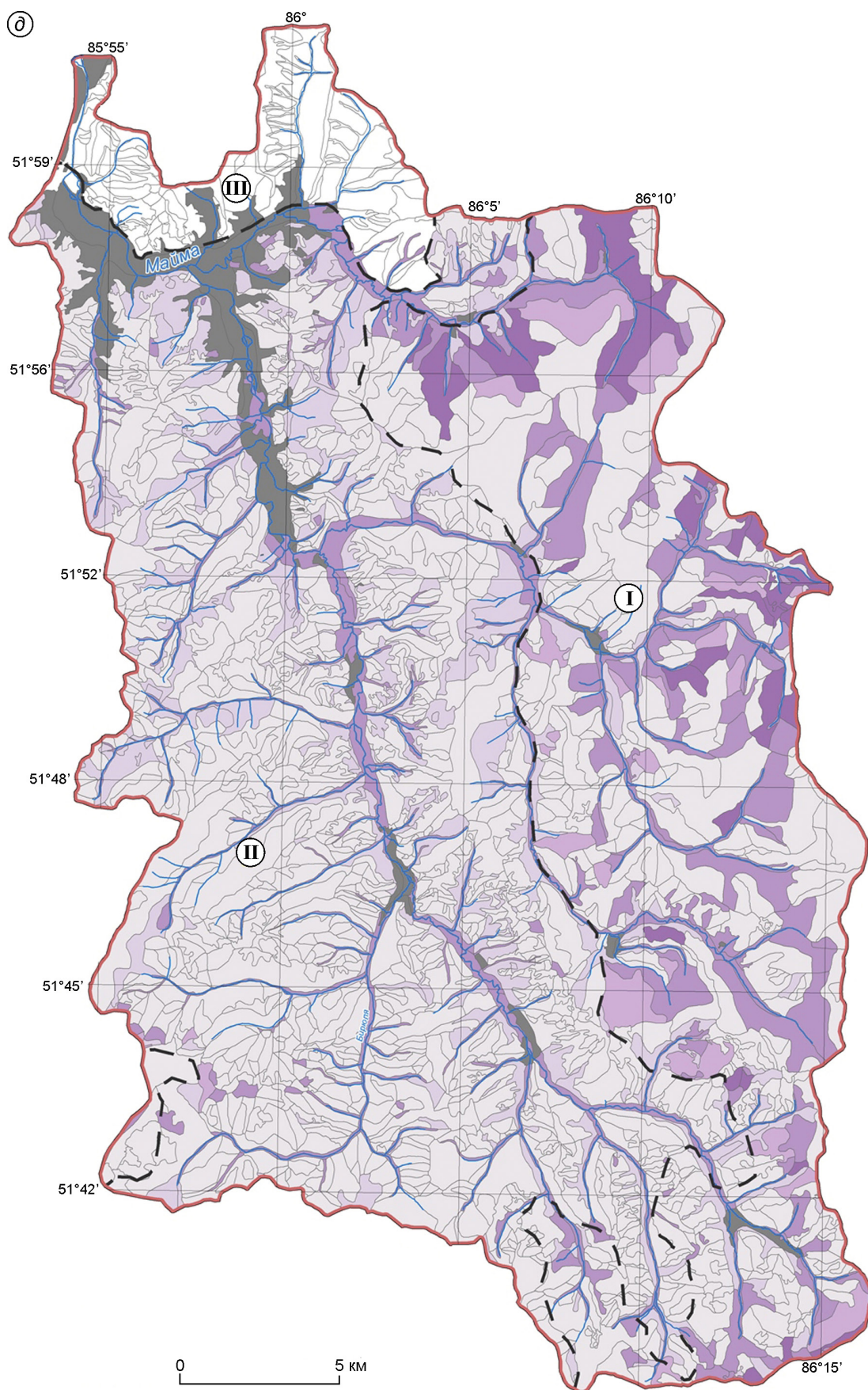
Maximum a snowpack water equivalent:

a – in 2014/15; *б* – in 2015/16; *в* – in 2016/17; *г* – in 2017/18; *д* – average for 2014/15–2017/18; 1 – rivers; 2 – boundary of the basin; 3 – settlements; 4 – groups of stows; 5 – subtypes of landscapes: I – chern-taiga subnemoral; II – subtaiga; III – forest-steppe barrier-cyclonic









но при исследовании особенностей снегонакопления в лесных низкорослых ландшафтах.

3. Данные инструментальных наблюдений и расчётов подтверждают зависимость снегонакопления в бассейне от высотного градиента, экспозиционных условий и крутизны поверхности. Устойчиво высоки значения снегозапасов в пределах чернево-таёжных ландшафтов на теневых склонах с углом наклона до 20°. Минимальные значения снегозапасов наблюдаются в подтаёжной части бассейна на склонах световых и переходных экспозиций с углом наклона более 20°.

Литература

1. Бураков Д.А. Основы гидрологических прогнозов объема максимума весеннего половодья в лесной зоне Западно-Сибирской равнины // Вопросы географии Сибири. Вып. 11. Томск: Изд-во Томского ун-та, 1978. С. 3–49.
2. Голубцов В.В. Моделирование стока горных рек в условиях ограниченной информации. Алматы: РГП «Казгидромет», 2010. 232 с.
3. Пьянков С.В., Шихов А.Н. Моделирование пространственного распределения снегозапасов на крупном водосборе с применением спутниковой информации // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2016. Т. 13. № 4. С. 29–41.
4. Галахов В.П., Сябаев А.А. Расчет объема стока первой волны половодья Оби у Барнаула. Барнаул: Изд-во Алтайского гос. ун-та, 2016. 122 с.
5. Donald W.C., Roger C.B., Dozier J. Estimating the spatial distribution of snow in mountain basins using remote sensing and energy balance modeling // Water Resources Research. 1998. V. 34. № 5. P. 1275–1285. <https://doi.org/10.1029/97WR03755>.
6. Ефремов Ю.В., Зимницкий А.В. Снежный покров на Лагонакском нагорье (Западный Кавказ) // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 3. С. 365–372.
7. Китаев Л.М., Володичева Н.А. Динамика снегозапасов в горах и предгорьях на примере северной части Кордильер // Криосфера Земли. 2009. Т. XIII. № 1. С. 65–72.
8. Электронный ресурс: <http://www.mineco04.ru>.
9. Атлас Алтайского края. Т. 1. М. — Барнаул: Изд. ГУГК, 1978. 226 с.
10. Черных Д.В., Самойлова Г.С. Ландшафты Алтая (Республика Алтай и Алтайский край). Карта. М-б 1:500 000. Новосибирск: Новосибирская картографическая фабрика, 2011.
11. Золотов Д.В., Лубенец Л.Ф., Черных Д.В. Ландшафтные факторы формирования стока в бассейне реки Майма (Северный и Северо-Восточный Алтай) // Мир науки, культуры и образования. 2012. Т. 33. № 2. С. 360–369.

Благодарности. Работа выполнена в рамках программы научно-исследовательских работ Института водных и экологических проблем СО РАН при частичной поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 18-05-00007-а).

Acknowledgments. The work was carried out within the framework of the program of the Institute for Water and Environmental Problems SB RAS with partial support of the Russian Foundation for Basic Research (projects No. 18-05-00007-a).

References

1. Burakov D.A. Hydrological forecasting of maximum spring flood in the forest zone of West Siberian Plain. *Voprosy Geografii Sibiri: Problems of Geography in Siberia*. V. 11. Tomsk: Tomsk University Press, 1978: 3–49. [In Russian].
2. Golubtsov V.V. *Modelirovaniye stoka gornyykh rek v usloviyakh ogranichennoy informatsii*. Simulation of mountain rivers runoff under limited information. Almaty: Kazgidromet RGP, 2010: 232 p. [In Russian].
3. Piankov S.V., Shikhov A.N. Modeling of spatial distribution of a snowpack water equivalent in a large catchment using satellite data. *Sovremennyye problemy dstantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*. Modern problems of remote sensing of the Earth from space. 2016, 13 (4): 29–41. [In Russian].
4. Galakhov V.P., Syubaev A.A. *Raschet ob'ema stoka pervoy volny polovod'ya Obi u Barnaula*. Flow volume calculation during the first wave of Ob flooding nearby Barnaul. Barnaul: Altai State University Publ., 2016: 122 p. [In Russian].
5. Donald W.C., Roger C.B., Dozier J. Estimating the spatial distribution of snow in mountain basins using remote sensing and energy balance modeling. *Water Resources Research*. 1998, 34 (5): 1275–1285. <https://doi.org/10.1029/97WR03755>.
6. Efremov Yu.V., Zimnitskiy A.V. Snow cover on the Lago-Naki plateau (Western Caucasus). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2017, 57 (3): 365–372. doi: 10.15356/2076-6734-2017-3-365-372. [In Russian].
7. Kitayev L.M., Volodicheva N.A. Dynamics of a snowpack water equivalent in the mountains and foothills by the example of northern Cordilleras. *Kriosfera Zemli*. The Earth's cryosphere. 2009, XIII (1): 65–72. https://elibrary.ru/download/elibrary_11898302_67433450.pdf. [In Russian].
8. <http://www.mineco04.ru>. [In Russian].
9. *Atlas Altayskogo kraya*. Atlas of Altai Krai. V. 1. Moscow—Barnaul: Head office of Geodesy and Cartography at the USSR Council of Ministers, 1978: 226 p. [In Russian].
10. Chernykh D.V., Samoylova G.S. *Landschafty Altaya (Respublika Altay i Altayskiy kray)*. Altai landscapes (Republic of Altai and Altai Krai). Map. Scale 1:500 000. Novosibirsk: Novosibirsk Cartographic Factory, 2011. [In Russian].
11. Zolotov D.V., Lubenets L.F., Chernykh D.V. Landscape factors of runoff formation in the Maima basin (Northern and North-Eastern Altai). *Mir nauki, kul'tury i obrazovaniya*. World of science, culture and education. 2012, 33 (2): 360–369. [In Russian].

12. Электронный ресурс: <http://www.meteo.ru>.
13. Ландшафтно-интерпретационное картографирование / Ред. А.К. Черкашин. Новосибирск: Наука, 2005. 424 с.
14. Электронный ресурс: <https://www.google.ru/maps/>.
15. Электронный ресурс: <https://yandex.ru/maps/>.
16. Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Ануй – Катунь в северной части Горного Алтая. Отчёт Катунской съёмочной партии по составлению и подготовке к изданию Государственной геологической карты масштаба 1:200 000 листов М45I, М45II за 1994–2001 гг. / Составители В.А. Кривчиков, П.Ф. Селин, Г.Г. Русанов. Малоенейское, 2001. (Фонды геол. информации. Гос. рег. № 13-96-10/1 Росгеолфонда).
17. Лубенец Л.Ф., Черных Д.В. Ландшафтное картографирование бассейна р. Майма (Русский Алтай) // Геодезия и картография. 2018. Т. 79. № 11. С. 15–24.
18. Руководство по снегомерным работам в горах. Л.: Гидрометеиздат, 1958. 148 с.
19. Соседов И.С. Исследование баланса снеговой влаги на горных склонах Заилийского Алатау. Алма-Ата: Наука, 1967. 198 с.
20. Беркин Н.С., Филиппов А.Х. Величина зимнего испарения в Предбайкалье // Метеорология и климатология Прибайкалья. Иркутск: Изд-во Иркутского гос. ун-та, 1972. С. 22–31.
21. Онучин А.А. Общие закономерности снегонакопления в бореальных лесах // Изв. РАН. Сер. геогр. 2001. № 2. С. 80–86.
22. Veatch W., Brooks P.D., Gustafson J.R., Molotch N.P. Quantifying the effects of forest canopy cover on net snow accumulation at a continental, mid-latitude site // Ecohydrology. 2009. V. 2. № 2. P. 115–128. <https://doi.org/10.1002/eco.45>.
23. Кучмент Л.С., Гельфан А.Н. Физико-математическая модель формирования снежного покрова и снеготаяния в лесу // Метеорология и гидрология. 2004. № 5. С. 85–95.
24. Галахов В.П. Условия формирования и расчет максимальных снегозапасов в горах (по результатам исследований на Алтае). Новосибирск: Наука, 2003. 104 с.
25. Дворников Ю.А., Хомутов А.В., Муллануров Д.Р., Ермохина К.А. Моделирование распределения водного эквивалента снежного покрова в тундре с использованием ГИС и данных полевой снегомерной съёмки // Лёд и Снег. 2015. № 2 (130). С. 69–80. doi:10.15356/2076-6734-2015-2-69-80.
26. Лубенец Л.Ф., Черных Д.В., Першин Д.К. Особенности пространственной дифференциации снежного покрова в низкогорных ландшафтах Русского Алтая (на примере бассейна р. Майма) // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 1. С. 56–64.
12. <http://www.meteo.ru>.
13. *Landshaftno-interpretatsionnoye kartografirovaniye*. Landscape-interpretation mapping. Ed. A.K. Cherkashin. Novosibirsk: Nauka, 2005: 424 p. [In Russian].
14. <https://www.google.ru/maps/>.
15. <https://yandex.ru/maps/>.
16. *Geologicheskoe stroenie i poleznye iskopaemye mezhdurech'ya Anuy – Katun' v severnoy chasti Gornogo Altaya*. Otchyot Katunskoy s'yomochnoy partii po sostavleniyu i podgotovke k izdaniyu Gosudarstvennoy geologicheskoy karty masshtaba 1:200 000 listov M45I, M45II za 1994–2001 gg. Geological structure and minerals of the Anuy – Katun interfluvium in northern Altai Mountains. Report of the Katun survey squad responsible for compilation and preparation for publishing the State Geological Map for 1994–2001 (scale 1:200 000, sheets M45I, M45II). Compilers: V.A. Krivchikov, P.F. Selin, G.G. Rusanov. Maloeniseyskoye, 2001. (Geological information funds. State registration of Rosgeolfond № 13-96-10/1). [In Russian].
17. Lubenets L.F., Chernykh D.V. Landscape mapping of Maima river basin (Russian Altai). *Geodeziya i kartografiya*. Geodesy and Cartography. 2018. 79 (11): 15–24. doi: 10.22389/0016-7126-2018-940-10-00-0013. [In Russian].
18. *Rukovodstvo po snegomernym rabotam v gorakh*. Manual on snow-measuring works in the mountains. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1958: 148 p. [In Russian].
19. Sosedov I.S. *Issledovaniye balansa snegovoy vlagi na gornykh sklonakh Zailiyskogo Alatau*. Study of snow moisture balance on the mountain slopes of Zailiysky Alatau. Alma-Ata, 1967: 198 p. [In Russian].
20. Berkin N.S., Filippov A.Kh. Winter evaporation in Baikal Region. *Meteorologiya i klimatologiya Pribaykalia*. Meteorology and climatology of Baikal region. Irkutsk: Irkutsk State University, 1972: 22–31. [In Russian].
21. Onuchin A.A. *Obshchie zakonomernosti snegonakopleniya v boreal'nykh lesakh*. General regularities of snow accumulation in boreal forests. *Izvestiya RAN. Seriya geograficheskaya*. Proc. of the Russian Academy of Sciences. Geographical series. 2001, 2: 80–86. [In Russian].
22. Veatch W., Brooks P.D., Gustafson J.R., Molotch N.P. Quantifying the effects of forest canopy cover on net snow accumulation at a continental, mid-latitude site. *Ecohydrology*. 2009. 2 (2): 115–128. <https://doi.org/10.1002/eco.45>.
23. Kuchment L.S., Gelfan A.N. Physical and mathematical model of snow cover formation and snowmelt in the forest. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 2004, 5: 85–95. [In Russian].
24. Galakhov V.P. *Usloviya formirovaniya i raschet maksimal'nykh snegozapasov v gorakh (Po rezul'tatam issledovaniy na Altaye)*. Formation conditions and calculation of maximum a snowpack water equivalent in the mountains (study results in Altai). Novosibirsk: Nauka, 2003. 104 p. [In Russian].
25. Dvornikov Yu.A., Homutov A.V., Mullanurov D.R., Ermokhina K.A. GIS- and field data based modeling of snow water equivalent in shrub tundra. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2015, 2 (130): 69–80. doi: 10.15356/2076-6734-2015-2-69-80. [In Russian].
26. Lubenets L.F., Chernykh D.V., Pershin D.K. Features of spatial differentiation of a snow cover in low-mountain landscapes of the Russian Altai (by the example of the Maima river basin). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2018, 58 (1): 56–64. doi: org/10.15356/2076-6734-2018-1-56-64. [In Russian].

Подземные льды и наледи

УДК 551.345

<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-3-414>

Стабильные изотопы ^{18}O и D в ключевых компонентах водного стока и криолитозоны Центральной Якутии (Восточная Сибирь)

© 2019 г. А.А. Галанин^{1*}, М.Р. Павлова¹, Т.С. Папина², А.Н. Эйрих², Н.А. Павлова¹¹Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Якутск, Россия;²Институт водных и экологических проблем СО РАН, Барнаул, Россия

*agalanin@gmail.com

Stable isotopes of ^{18}O and D in key components of water flows and the permafrost zone of Central Yakutia (Eastern Siberia)

A.A. Galanin^{1*}, M.R. Pavlova¹, T.S. Papina², A.N. Eyrikh², N.A. Pavlova¹¹Melnikov Permafrost Institute, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Yakutsk, Russia;²Institute for Water and Environmental Problems, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Barnaul, Russia

*agalanin@gmail.com

Received December 8, 2018 / Revised March 24, 2019 / Accepted June 13, 2019

Keywords: Central Yakutia, dunes, ice-wedges, inter-permafrost taliks, loess, stable isotopes of water, underground sources, yedoma.

Summary

On the basis of about 430 analyses, the ^{18}O and D compositions (‰) of atmospheric precipitation, ground ice, surface and inter-permafrost underground waters of cryogenic-aeolian landscapes of Central Yakutia (Eastern Siberia) are discussed. Precipitation compositions here demonstrate a large annual variation (from -6.12 to -45.0 ‰ for $\delta^{18}\text{O}$, and from -72.1 to -350.1 ‰ for δD), and they are described by the Local Meteoric Water Line according to the equation $\delta\text{D} = 7.81\delta^{18}\text{O} - 1.57$. In winter and in the process of spring melting, the snow storage is subjected to a significant evaporative fractionation, that is expressed by the equation $\delta\text{D} = 6.85\delta^{18}\text{O} - 31.9$. The heaviest and deuterium-depleted compositions ($\delta^{18}\text{O} = -19.3$ ‰, $\delta\text{D} = -160.9$, $d_{\text{exc}} = -6.7$ ‰) are found in the last snow patches in early June. The lightest compositions similar to the present-day winter precipitation (snow) are characteristic of the polygonal wedge ices (PWI) of the Central Yakutia. The most lightweight (from -30 to -34 ‰ for $\delta^{18}\text{O}$, and from 240 to 275 ‰ for δD) were established to be typical for the ancient PWI, dated by the first half of the Late Pleistocene (MIS 3–4). Heavier compositions ($\delta^{18}\text{O} = -27.2 \pm 1.4$, $\delta\text{D} = -215.8 \pm 8.5$, $d_{\text{exc}} = 1.7 \pm 3.1$ ‰) with obvious features of evaporative fractionation correspond to younger PWI (MIS 2–1). The heaviest compositions ($\delta^{18}\text{O} = -12.2 \pm 0.7$, $\delta\text{D} = -99.2 \pm 4.7$, $d_{\text{exc}} = -2.0 \pm 0.8$ ‰) and high angular coefficients of approximating equations were determined in the investigated cave ices of sublimation origin, that implies the atmospheric origin of them. The current processes of evaporative fractionation are the most intensively reflected in the waters of aeolian lakes ($\delta^{18}\text{O} = -11.8 \pm 3.5$, $\delta\text{D} = -120.2 \pm 18.4$, $d_{\text{exc}} = -25.8 \pm 10.5$ ‰), and the compositions are described by the regression equation $\delta\text{D} = 5.52\delta^{18}\text{O} - 54.12$ ($R^2 = 0.97$). The phenomenal objects of the cryogenic-aeolian landscapes of the Central Yakutia are high-debit underground sources. Among all other components of the water flows, composition of these sources is the most stable ($\delta^{18}\text{O} = -21.6 \pm 0.8$, $\delta\text{D} = -172.6 \pm 5.1$, $d_{\text{exc}} = 0.23 \pm 3.0$ ‰). The regression of compositions of the largest underground source Bulus is approximated by the equation $\delta\text{D} = 6.31\delta^{18}\text{O} - 36.7$ ($R^2 = 0.78$), that is indicative to significant evaporative fractionation and close relation with the aeolian lakes in the alimentation area.

Citation: Galanin A.A., Pavlova M.R., Papina T.S., Eyrikh A.N., Pavlova N.A. Stable isotopes of ^{18}O and D in key components of water flows and the permafrost zone of Central Yakutia (Eastern Siberia). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2019. 59 (3): 333–354. [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-3-414>.

Поступила 8 декабря 2018 г. / После доработки 24 марта 2019 г. / Принята к печати 13 июня 2019 г.

Ключевые слова: дюны, едома, ледяные жилы, межмерзлотные талики, подземные источники, стабильные изотопы воды, Центральная Якутия.

Особенности рельефа и строения криолитозоны Центральной Якутии связаны с широким распространением здесь позднечетвертичных супесчаных дюнных покровов. Они вмещают разветвлённые сети обводнённых межмерзлотных таликов, гидравлически связанных эоловых озёр, подземных источников, фрагменты едомных отложений с мощными ледяными жилами, а также наледи. На основе выборки более чем из 430 определений обсуждается разнообразие состава стабильных изотопов (^{18}O и D) перечисленных компонентов водного стока.

Введение

Изотопы ^{18}O и D уже более полувека используют для изучения циркуляционных процессов в атмо- и гидросфере [1–3 и др.], в гляциологии и геокриологии для оценки температур формирования ледников и подземных льдов [4–8 и др.]. Атмосферные и поверхностные воды — преимущественные дериваты океанической воды, поэтому для оценки концентраций ^{18}O и D используют величину отклонения δ (дельта) от среднего состава океанической воды (SMOW, Standard Mean Ocean Water) в промилле (‰). В настоящем исследовании в качестве эталона использован принятый в Европе Венский стандарт VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water), также измеряемый в промилле (‰). Соотношение $\delta^{18}\text{O}/\delta\text{D}$ в атмосферной влаге вблизи точки росы весьма устойчиво при различной температуре и описывается уравнением $\delta\text{D} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$, именуемым *глобальной линией метеорных вод* (ГЛМВ) [2, 9]. По мере движения атмосферной влаги в глубь континентов её изотопный состав меняется (фракционируется) в результате изменения температуры, относительной влажности и фазовых переходов [10]. Поэтому среднемноголетние изотопные составы атмосферных осадков конкретных климатических районов могут быть охарактеризованы *локальными линиями метеорных вод* (ЛЛМВ).

В процессе фракционирования происходит не только «обогащение или обеднение» воды лёгкими или тяжёлыми молекулами, но и изменение соотношения $^{18}\text{O}/\text{D}$. Его принято выражать в виде дейтериевого эксцесса d_{exc} , рассчитываемого по формуле $d_{\text{exc}} = \delta\text{D} - 8\delta^{18}\text{O}$ [11]. Величина дейтериевого эксцесса в атмосферной влаге зависит от её относительной влажности, а в поверхностных водах наиболее чувствительна к процессам испарительного фракционирования [12]. Локальные изотопные составы атмосферных осадков испытывают существенные отклонения от ЛЛМВ, обусловленные аномалиями погоды. Однако взвешенные среднемноголетние значения d_{exc} весьма устойчивы для конкретных регионов. Например, для атмосферных осадков умеренного пояса Северного полушария установлено средневзвешенное значение d_{exc} близкое к 10 ‰ [11]. Отклонения изотопных составов природных вод и льдов от данного значения в ту или иную сторону могут быть связаны как с непериодическими

сезонными аномалиями питающих их атмосферных осадков, так и с многократными процессами фракционирования воды (замерзание, оттаивание, испарение, конденсация) в ходе реализации водного стока [10, 12 и др.].

Отметим, что в холодных регионах осадки формируются при более низких температурах из остатков атмосферного пара, перемещённого на значительное расстояние от первичного источника (океана). Поэтому свежевывапавший снег и лёд осадочно-метаморфического происхождения имеют наиболее облегчённые составы и высокие значения d_{exc} . Схема исследуемой территории приведена на рис. 1.

Изученность ^{18}O и D в криогенных ландшафтах Центральной Якутии

На основании базы данных GNIP (Global Network of Isotopes in Precipitation) за 2000 г. [3] средневзвешенный за год изотопный состав атмосферных осадков в г. Якутск характеризуется ЛЛМВ с уравнением $\delta\text{D} = 7,81\delta^{18}\text{O} - 1,57$ ($R^2 = 0,99$). На основе наблюдений в 2013–2014 г. установлено, что здесь изотопный состав осадков тёплого периода года описывается уравнением $\delta\text{D} = 7,22\delta^{18}\text{O} - 18,9$ ($R^2 = 0,95$), а холодного — уравнением $\delta\text{D} = 8,17\delta^{18}\text{O} + 21,9$ ($R^2 = 0,99$) [14]. Существенные различия составов летних и зимних осадков связаны как с разной температурой конденсации атмосферной влаги, так и с изменением соотношения испарительного и криогенного фракционирования на протяжении тёплого и холодного периодов года [14].

Кроме атмосферных осадков, для территории Якутии имеются сведения о составе отдельных ледников (№ 29, 31) хр. Сунтар-Хаята [13, 15], некоторых позднеплейстоценовых полигонально-жильных льдов (ПЖЛ) и цементобразующих льдов в едомных отложениях [6–8, 16 и др.]. Эти данные не исчерпывают разнообразие изотопных составов компонентов водного баланса криогенных ландшафтов региона, включающих в себя реки, озёра, болота, над- и подмерзлотные воды, а также разнообразные типы сезонных и многолетних льдов. К наиболее древним и массивным ледяным объектам криолитозоны Восточной Сибири относятся полигонально-жильные льды едомной свиты [17].

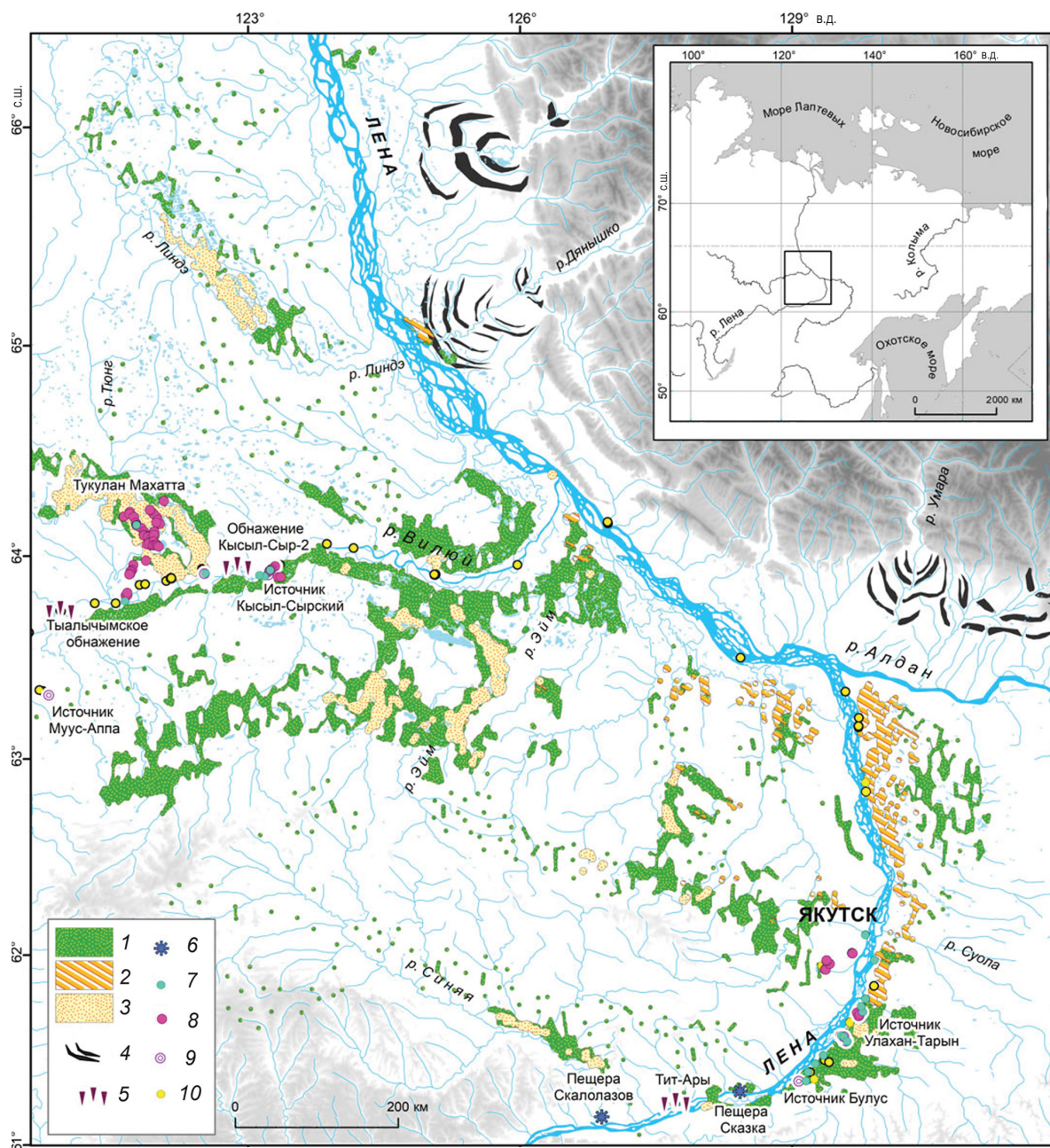


Рис. 1. Схема исследуемой территории. Ареалы распространения покровных дюнных отложений дьолкуминской свиты [27]:

1 – закреплённые покровы параболических дюн (МИС 2); 2 – закреплённые продольные и копьевидные дюны с параллельно ориентированными котловинами выдувания (МИС 4–2); 3 – современные незакрепленные массивы параболических и полисинтетических дюн (МИС 1); 4 – границы максимального распространения четвертичного оледенения; 5–10 – точки и участки отбора проб на ^{18}O и D: 5 – полигонально-жильные льды едомной свиты; 6 – пещерные (сублимационные и конжеляционные) льды; 7 – озёра; 8 – поверхностные водотоки; 9 – подземные межмерзлотные источники; 10 – прочие типы осадков, поверхностных вод и льдов

Fig. 1. The scheme of the study area. The distribution of aeolian sand dune deposits (D'olkuminian suit) in Central Yakutia [27]:

1 – mantle of vegetated parabolic dunes (MIS 2); 2 – vegetated longitudinal, spear-shaped and blow-out dunes with parallel oriented deflation depressions (MIS 4–2); 3 – modern non-vegetated massifs of parabolic and polysynthetic dunes (MIS 1); 4 – the maximum limits of the Quaternary glaciation; 5–10 – Sampling (^{18}O and D) sites and points: 5 – polygonal ice wedges of the Yedomina suite; 6 – cave (sublimation and congelation) ice; 7 – lakes; 8 – surface water courses; 9 – underground interpermafrost sources; 10 – other types of precipitation, surface water and ice

Их возраст варьирует от современного до 50 тыс. лет и более, а изотопный состав — наиболее обогащённый среди всех известных компонентов водного стока региона. Существует несколько альтернативных гипотез происхождения ПЖЛ в результате замерзания в мерзлотных трещинах разных типов вод: речные паводковые и/или озёрные [18]; талые воды ледников и надмерзлотные воды сезонно-талого слоя (СТС) [19]; атмосферные осадки [17]; талые снеговые воды [4 и др.]; прямая кристаллизация водяного пара на стенках мерзлотных трещин [20] и др. Отсутствие сведений об изотопном составе (^{18}O и D) перечисленных источников влаги не даёт возможность верифицировать те или иные гипотезы и указывает на необходимость их комплексного исследования в конкретных климатических районах и криогенных ландшафтах, что и представляет собой цель настоящей статьи.

Материалы и методы

Фактическая основа настоящей статьи — составы стабильных изотопов ^{18}O и D 423-х проб из поверхностных водоёмов (реки, озёра) и подземных источников, атмосферных осадков, расплавов поверхностных и подземных льдов, отобранных с 2014 по 2018 г. в Центральной Якутии в бассейнах рек Лена и Вилюй (см. рис. 1). Мы использовали стандартные приёмы опробования, упаковки и хранения проб, неоднократно рассмотренные в работах [5, 10, 14]. Для оценки сезонных вариаций изотопного состава подземных источников на некоторых из них — Булус (г. Якутск), Муус-Аппа (г. Верхневилуйск) и Соккукар (пос. Кемпендяй) — организовано систематическое опробование. Наиболее длинный ряд наблюдений — с марта 2017 г. по июнь 2018 г. — получен для источника Булус (окрестности Якутска) и состоит из более 100 определений.

Лабораторный анализ ($\delta^{18}\text{O}$, δD) выполнялся в Химико-аналитическом центре Института водных и экологических проблем СО РАН (г. Барнаул) методом лазерной абсорбционной ИК-спектроскопии на приборе PICARRO L2130-i, оснащённом системой WS-CRDS (Wavelength-Scanned Cavity Ring Down Spectroscopy). Точность измерения δD и $\delta^{18}\text{O}$ (1σ , $n = 5$) составила $\pm 0,4$ и $\pm 0,1$ ‰ соответственно. В качестве внутренних

стандартов использованы пробы воды, откалиброванные относительно Международного стандарта V-SMOW-2 (МАГАТЭ). Для десяти случайно отобранных проб выполнены перекрёстные определения на аналогичном оборудовании в Главной государственной лаборатории Северо-Западного института экологии и природопользования КНР (г. Ланьчжоу). Среднее значение отклонений для перекрёстных определений $\delta^{18}\text{O}$ и δD составило соответственно 0,29 и $-2,66$ ‰, что соответствует допустимой лабораторной ошибке 1–3%. Статистическая обработка результатов включала в себя группировку данных по районам и генетическим типам водно-ледовых объектов, оценку дейтериевого эксцесса d_{exc} и основных статистических характеристик стандартными способами, а также построение графиков в координатах $\delta^{18}\text{O}/\delta\text{D}$, сравнение данных с глобальной (ГЛМВ) и локальной (ЛЛМВ) линиями метеорных вод.

Климатические и мерзлотно-геологические условия региона

Центральная Якутия относится к наиболее холодной ультраконтинентальной области Северного полушария. Среднегодовая температура составляет около $-10,2$ °C, средняя температура июля $19,5$, января $-38,6$ °C. Абсолютный максимум $38,4$ °C (17.07.2011 г.), минимум $-64,4$ °C (5.02.1891 г.), максимальная амплитуда температуры — 108 °C. Среднегодовое количество осадков за 130-летний период метеонаблюдений варьировало от 147 мм (2001 г.) до 330 мм (1971 г.). Средняя многолетняя годовая сумма осадков составляет 237 мм, что сравнимо с пустынными регионами. Соотношение зимних и летних осадков примерно 1/6 [21, 22]. Установлено, что в летний период испарение в Центральной Якутии существенно превышает количество выпадающих осадков [23], а в зимний период испаряется (сублимируется) до 30% выпавшего снега [24, 25]. Центральная Якутия приурочена к зоне сплошного распространения многолетне-мёрзлых пород (ММП), мощность которых изменяется от 250 до 600 м, а температуры — от -3 до -8 °C [17]. Рельеф и четвертичные отложения региона характеризуются широким распространением разнообразных эоловых и криогенно-эоловых образований (рис. 2), кардинально



Рис. 2. Некоторые ключевые компоненты водного стока криогенно-эоловых ландшафтов Центральной Якутии: *a* – Кысыл-Сырский дюнный массив (дьолкуминская свита) и выходы подземных межмерзлотных источников; *б* – обнажение Тит-Ары (МИС 4–3) полигонально-жильных льдов в пределах распространения едомной свиты; *в* – Тыалычымское (МИС 4–3) обнажение полигонально-жильных льдов (35-метровая терраса р. Вилюй); *г* – столбчатые кристаллы сублимационного льда в пещере «Сказка» (Ленские столбы); *д* – подпрудно-эоловое озеро в пределах дюнного массива Махатта (бассейн р. Вилюй); *е* – термосуффозионный каньон межмерзлотного источника Булус и наледь (Бестяхская терраса р. Лена)

Fig. 2. Some key components of water runoff of cryogenic-eolian landscapes of Central Yakutia: *a* – Kysyl-Syr dune massif (D'olkuminsky suite) and outcrops of underground inter-permafrost sources; *б* – Tit-Ary-2 outcrop (MIS 4–3) of polygonal ice wedges (PIW) of Yedoma suite; *в* – Tyalychym (MIS 4–3) outcrop of PIW (Vilyui River 35-terrace); *г* – columnar crystals of freezall ice in the Fairy Tale cave (Lena Pillars); *д* – aeolian-dam lake within Makhatta dune massif (Vilyuy river basin); *е* – thermo-erosion canyon of the inter-permafrost Bulus source and large icing (Bestyakhskaya terrace of the Lena river)

различающихся по температурному режиму пород и мерзлотно-гидрогеологическим условиям [26, 27]. Среди них по температурному режиму и мерзлотно-гидрогеологическим условиям выделяют два принципиально различных типа.

Первый тип представлен ледово-лессовыми отложениями едомной свиты (см. рис. 2, б, в), интенсивно насыщенными (до 50–70% и более) массивными ПЖЛ. В пределах данного типа отложений температура на подошве слоя годовых теплооборотов (СГТ) составляет от -3 до -7 °С [17]. Кровля ММП здесь залегает на глубине 1–1,5 м от дневной поверхности, талики, подземные источники и наледи практически не встречаются. Близкое залегание кровли ММП (1–1,5 м), отсутствие межмерзлотных таликов, подземных источников, высокая заболоченность, широкое распространение термокарстовых просадок с озёрами – характерные черты участков распространения едомной свиты.

Второй тип представлен супесчаными дюнными массивами (см. рис. 2, а) дьолкуминской свиты [27, 28], температура которых на подошве СГТ близка к нулю, грунтовые льды встречаются крайне редко в виде маломощных шлиров и поровой изморози, составляющих менее 5% объёма [28]. Высокие температуры дюнных массивов способствуют формированию в них сложной мозаичной мерзлотно-гидрогеологической структуры, образованной чередованием частично мёрзлых слабопроницаемых участков с некоторым количеством порового льда и мощных водонасыщенных таликов глубиной до 100 м [29].

Из-за преобладания подземного стока над поверхностным на участках распространения дюнных отложений дренажная (речная) сеть развита плохо. Сток здесь зарегулирован множеством озёр (см. рис. 2, д), сформировавшихся в результате подтопления древнего дюнного рельефа при увеличении количества осадков в период голоценового оптимума [27]. По сравнению с термокарстовым типом озёра эолового происхождения, как правило, гидравлически связаны между собой и резко отличаются большей глубиной и более чистой водой, а также широким распространением песчаных берегов и пляжей и др.

Разгрузка озёрно-таликовых систем дюнных массивов происходит в виде высокодебитных подземных источников (см. рис. 2, а), происхождение которых уже дискутируется более

полувека [26]. Дебиты наиболее крупных источников – Булус, Улахан-Тарын и Ерюю, выходы которых приурочены к бестяхской террасе р. Лена, превышают 15 тыс. м³/сут. [29]. Булус – один из самых крупных и известных источников, расположенный на правом берегу р. Лена (см. рис. 2, д) в окрестностях Якутска (110 км к юго-западу). В пределах зоны разгрузки подземных вод Булуса, протяжённость которой составляет 350–400 м, установлено более десяти локальных выходов, суммарный среднегодовой дебит которых с 1960-х годов практически не изменяется и составляет около 10 тыс. м³/сут. [29, 30]. Минерализация варьирует от 140 до 240 мг/л (пресные и ультрапресные) и относится к гидрокарбонатному магниевому-натриево-кальциевому типу. Сходные образования известны в Вилюйском районе. Например, источник Махатта в центре одноименного тукулана, по наблюдениям В.В. Шепелева [29], круглогодично разгружается с интенсивностью не менее 700 л/с.

Результаты исследований

Средние значения величин $\delta^{18}\text{O}$, δD и d_{exc} исследованных компонентов водного стока приведены в таблице. Для более наглядного представления о разнообразии составов и структуре исследованной выборки исходные данные отображены на диаграмме (рис. 3) в координатах $\delta^{18}\text{O}/d_{\text{exc}}$. В общем виде они характеризуют все имеющиеся к настоящему времени сведения об изотопных характеристиках водных и ледовых объектов Центральной Якутии, в том числе составы осадочно-метаморфических льдов и водного стока современных ледников и каменных глетчеров хр. Сунтар-Хаята (Восточная Якутия) [13, 15], Горного Алтая и Северного Тянь-Шаня [31].

Данные об изотопном составе атмосферных осадков для г. Якутск на период до 2000 г. доступны из GNIP (Global Network of Isotopes in Precipitation) [3]. Наибольшие различия составов характерны для твёрдых (зимних) и жидких (летних) осадков, что связано с огромной годовой амплитудой температуры воздуха (около 100 °С) в рассматриваемом регионе, при которой происходит конденсация атмосферной влаги в разные сезоны года. На период наблюдений до 2000 г. в г. Якутск значения $\delta^{18}\text{O}$ в атмосферных осадках

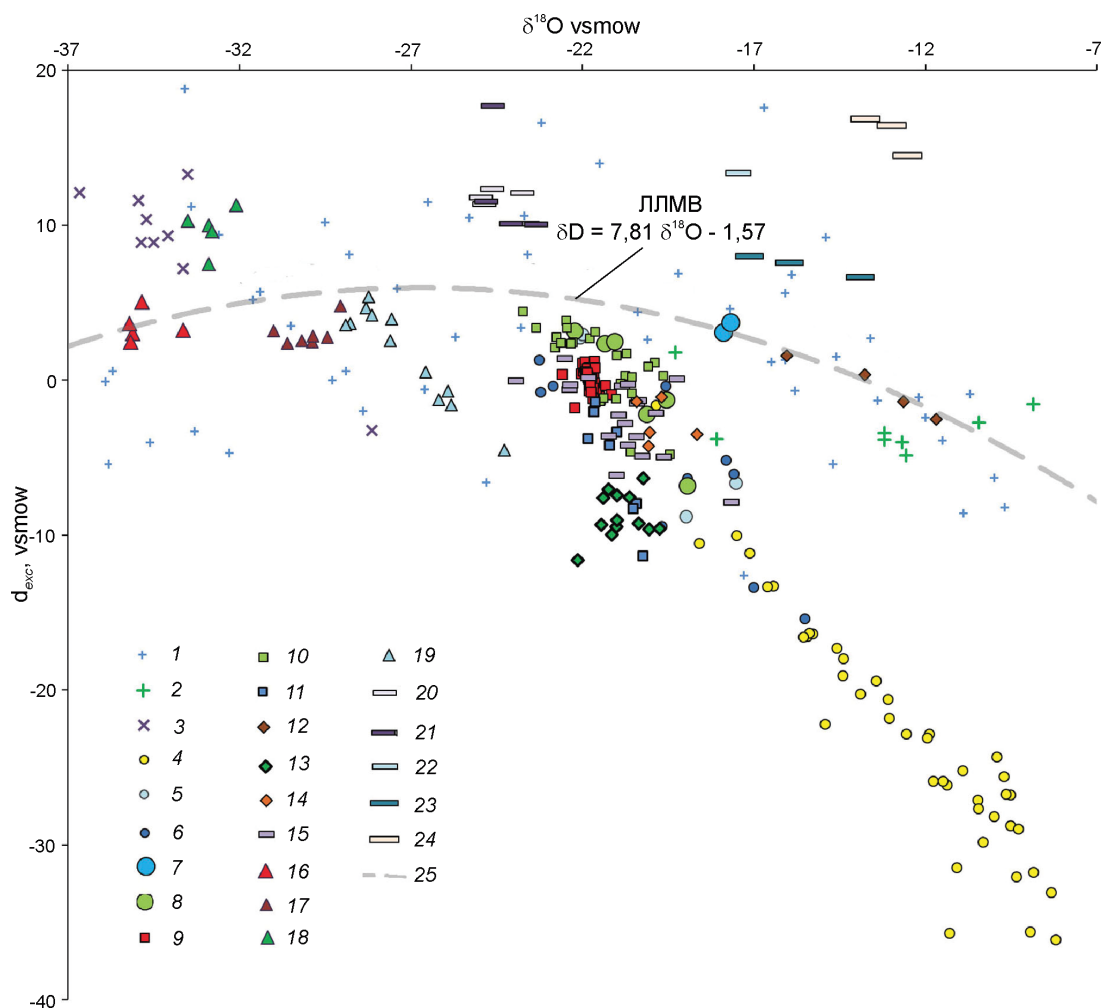


Рис. 3. Общая структура составов $\delta^{18}\text{O}$ и d_{excess} в водных и ледовых компонентах стока в пределах дюнных массивов Центральной Якутии.

Здесь и далее на рисунках изотопные составы отображены в виде отклонений (δ) от VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water), измеряемых в промилле (‰). *Атмосферные осадки* (1–3): 1 – до 2000 г. по данным GNIP [3]; 2 – дождевые осадки в 2016–2017 г. по данным [14]; 3 – снеговой запас март–июнь 2016–2017 г. *Поверхностные воды* (4–8): 4 – эоловые озёра (тукулан Махатта); 5 – старичные озёра в пойме р. Вилюй; 6 – водотоки в пределах закреплённых дюнных массивов Бестяхской террасы; 7 – вода в р. Лена; 8 – вода в р. Вилюй. *Подземные межмерзлотные источники* (9–11): 9 – источники Бестяхской террасы р. Лена (Булус, Улахан-Тарын и др.); 10 – источники Кысыл-Сырского дюнного массива (нижнее течение р. Вилюй); 11 – источник Муус-Аппа (Верхневилуйское ветрогранниково плато). *Пещерные льды* (12–14): 12 – сублимационные кристаллы в тёплой пещере «Сказка» (Приленское плато); 13 – сублимационные кристаллы в холодной пещере «Скалолазов» (Приленское плато); 14 – конгеляционный лёд (натёки и сталактиты) в холодной пещере «Скалолазов». *Поверхностные льды в дюнных массивах* (2016–2017 г.): 15 – наледь. *Подземные полигонально-жильные льды едомной свиты в исследованных обнажениях* (16–19): 16 – Тит-Ары 1 (МИС 4-3); 17 – Тит-Ары 2 (МИС 4-3); 18 – Тылычымское (МИС 4-3); 19 – Кысыл-Сыр 2 (МИС 2-1). *Лёд из ледников и каменных глетчеров* [15, 31] (20–25): 20 – ледники хр. Сунтар-Хаята по данным [15]; 21 – каменные глетчеры хр. Сунтар-Хаята по данным [15]; 22 – ледники Горного Алтая по данным [31]; 23 – каменные глетчеры Горного Алтая по данным [31]; 24 – ледники Тянь-Шаня по данным [31]. *Прочее*: 25 – локальная линия метеорных вод (ЛЛМВ) для г. Якутск по данным GNIP [3]

Fig. 3. The general structure of the compositions ($\delta^{18}\text{O}$ and d_{excess}) in the water and ice components of the runoff within the aeolian dune massifs of Central Yakutia.

Hereinafter, in the figures, isotopic compositions are displayed as deviations (δ) from VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water), measured in ppm (‰). *Atmospheric precipitation* (1–3): 1 – annual precipitation until 2000 after [3]; 2 – summer rainfall in 2016–2017 after [14]; 3 – snow cover March–June 2016–2017. *Surface water* (4–8): 4 – aeolian lakes in Tukulan Mahatta; 5 – oxbow lakes in the floodplain of Viluy river; 6 – water courses within the vegetated dune massifs of Bestyakhskaya terrace of Lena river; 7 – water in Lena river; 8 – water in Viluy river. *Underground permafrost sources* (9–11): 9 – sources of the Bestyakhskaya terrace of Lena river (Bulus, Ulakhan-Taryn and others); 10 – sources of the Kysyl-Syr dune massif (low-stream of Viluy river); 11 – source of Muus-Appa (Verkhnevilyuisk ventifacts plateau). *Cave ice* (12–14): 12 – sublimation crystals in a warm Fairy Tale cave (Prilenskoe Plateau); 13 – sublimation crystals in a cold cave of the Rock-Climbers (Prilenskoe Plateau); 14 – congelation ice (incrustations and stalactites) in the cold cave of the Rock Climbers. *Surface ice in the dune massifs* (2016–2017): 15 – icings. *Underground polygonal ice casts (wedges) of the Yedoma suite*. Locations (16–19): 16 – Tit-Ary-1 (MIS 4-3); 17 – Tit-Ary-2 (MIS 4-3); 18 – Tyalychym (MIS 4-3); 19 – Kysyl-Syr-2 (MIS 2-1). *Ice from glaciers and rock glaciers* [15, 31] (20–24): 20 – glaciers of Suntar-Hayat Ridge by [15]; 21 – rock glaciers of Suntar-Hayat Ridge by [15]; 22 – glaciers of Altai-Mt. by [31]; 23 – rock-glaciers of Altai Mt. by [31]; 24 – glaciers of Tien Shan Ridge by [31]. *Other*: 25 – local meteoric water line (LMWL) for Yakutsk according to [3]

Обобщённый состав стабильных изотопов (^{18}O и D) некоторых компонентов водного стока позднечетвертичных дюнных массивов Центральной Якутии

Компонент водного стока	Число проб	$\delta^{18}\text{O} \pm \text{St. Dev.}, \text{‰}$	$\delta \text{D} \pm \text{St. Dev.}, \text{‰}$	$d_{\text{exc}} \pm \text{St. Dev.}, \text{‰}$
<i>Атмосферные осадки [3, 14]</i>				
Среднее по атмосферным осадкам до 2000 г. для г. Якутск по данным GNIP [3]	54	$-23,6 \pm 8,8$	$-186,1 \pm 69,3$	$2,90 \pm 7,0$
Средневзвешенные снеговые осадки в г. Якутск в 2013–2014 г. по данным [14]	8	$-31,7$	$-237,1$	16,1
Средневзвешенные дождевые осадки в 2014 г. в г. Якутск по данным [14]	23	$-13,0$	$-109,3$	$-5,3$
Средневзвешенное (нормированное) по осадкам за 2013–2014 гг. по данным [14]	31	$-18,6$	$-147,6$	1,12
Дождевые осадки (р. Вилюй)	9	$-12,8 \pm 4,0$	$-109,2 \pm 26,4$	$-7,0 \pm 12,7$
Снежный покров перед снеготаянием в окрестностях г. Якутск (март–июнь 2017 г.)	11	$-32,0 \pm 5,1$	$-248,4 \pm 35,4$	$7,5 \pm 6,5$
<i>Современные ледники хр. Сунтар-Хаята (Восточная Якутия) [15, 16]</i>				
Летний фирн в области питания [15]	5	$-22,1 \pm 1,0$	$-169,6 \pm 7,1$	$7,4 \pm 0,9$
Осадочно-метаморфический лёд [15]	23	$-24,2 \pm 0,6$	$-182,2 \pm 4,6$	$11,5 \pm 1,0$
Лёд из морен XIII–XIX вв. [15]	19	$-24,5 \pm 0,5$	$-186,2 \pm 3,6$	$10,0 \pm 1,8$
Водный сток из-под ледника [15]	5	$-24,2 \pm 0,7$	$-181,3 \pm 3,6$	$12,3 \pm 3,7$
<i>Полигонально-жильные льды (ПЖЛ) в ледово-лёссовых отложениях (едомная свита)</i>				
Обнажение Тит-Ары-1 (МИС 4-3)	5	$-34,8 \pm 0,7$	$-274,9 \pm 5,4$	$3,5 \pm 1,0$
Обнажение Тит-Ары-2 (МИС 4-3)	7	$-30,0 \pm 0,7$	$-237,9 \pm 5,8$	$3,0 \pm 0,8$
Обнажение Тыалычское (МИС 4-3)	5	$-32,8 \pm 0,5$	$-253,0 \pm 4,6$	$9,7 \pm 1,4$
Обнажение Кысыл-Сыр-2 (МИС 2-1)	12	$-27,2 \pm 1,4$	$-215,8 \pm 8,5$	$1,7 \pm 3,1$
<i>Пещерные льды</i>				
Столбчатые кристаллы (тёплая -8°C) пещера «Сказка», март 2018 г.)	2	$-12,2 \pm 0,7$	$-99,2 \pm 4,7$	$-2,0 \pm 0,8$
Таблитчатые спиралевидные кристаллы (тёплая пещера «Сказка», март 2018 г.)	2	$-14,9 \pm 1,6$	$-118,3 \pm 12,0$	$1,0 \pm 0,9$
Шестилучевые дендриты (тёплая пещера «Сказка», март 2018 г.)	2	$-21,2 \pm 0,8$	$-178,0 \pm 4,7$	$-8,2 \pm 1,5$
Призматические кристаллы сублимационной изморози в холодной (-30°C) пещере «Скалолазов», апрель 2018 г.	13	$-20,9 \pm 0,7$	$-175,8 \pm 5,8$	$-8,8 \pm 1,5$
Натёчный (конжеляционный) лёд в холодной (-30°C) пещере «Скалолазов», апрель 2018 г.	5	$-19,8 \pm 0,7$	$-161,0 \pm 4,6$	$-2,7 \pm 1,4$
<i>Озёра</i>				
Подпрудно-эоловые и дефляционные (Бестяхская терраса, 2018 г.)	3	$-14,4 \pm 1,4$	$-138,2 \pm 7,1$	$-23,2 \pm 4,7$
Подпрудно-эоловые (бассейн р. Шестаковка, 2017 г.)	6	$-9,6 \pm 1,6$	$-109,8 \pm 10,0$	$-33,0 \pm 2,8$
Подпрудно-эоловые (Кысыл-Сырский незакреплённый дюнный массив, 2014 г.)	2	$-14,8 \pm 1,8$	$-137,4 \pm 11,9$	$-18,7 \pm 2,5$
Подпрудно-эоловые и дефляционные (незакреплённый дюнный массив Махатта)	48	$-11,8 \pm 3,5$	$-120,2 \pm 18,4$	$-25,8 \pm 10,5$
Старичные (пойма р. Вилюй)	4	$-20,2 \pm 2,3$	$-163,6 \pm 12,7$	$-2,4 \pm 6,2$
<i>Поверхностные водотоки</i>				
Лена, среднее течение (июль 2018 г.)	1	$-20,6$	$-164,5$	0,30
Лена, среднее течение (сентябрь 2017 г.)	2	$-17,8 \pm 0,1$	$-138,7 \pm 1,7$	$3,4 \pm 0,5$
Вилюй, нижнее течение (июль 2014–2017 г.)	6	$-20,5 \pm 1,2$	$-164,6 \pm 6,4$	$-0,4 \pm 3,8$
Тюнг, устье (июль 2018 г.)	1	$-22,1$	$-175,8$	1,00
Кемпендэй (январь 2018 г.)	1	$-20,84$	$-169,62$	$-2,90$

Менда, Бестяхская терраса (июнь 2017 г.)	1	-22,87	-183,34	-0,38
Менда, Бестяхская терраса (сентябрь 2017 г.)	1	-17,83	-147,77	-5,13
Тамма, Бестяхская терраса (июнь 2017 г.)	1	-23,23	-186,57	-0,73
Тамма, Бестяхская терраса (сентябрь 2017 г.)	1	-18,95	-157,92	-6,32
Мылы, Бестяхская терраса (июнь 2017 г.)	1	-19,69	-166,94	-9,42
Мылы, Бестяхская терраса (сентябрь 2017 г.)	1	-17,01	-149,44	-13,36
Лютенге, Бестяхская терраса (июнь 2017 г.)	1	-23,26	-184,76	1,32
Лютенге, Бестяхская терраса (сентябрь 2017 г.)	1	-17,59	-146,76	-6,04
<i>Подземные (межмерзлотные) источники</i>				
Группа Булус (закреплённые дюны Бестяхской террасы, 2017–2018 гг.)	102	-21,8±0,3	-173,6±1,9	0,1±2,1
Группа Улахан-Тарын (закреплённые дюны Бестяхской террасы, 2017 г.)	6	-21,2±0,7	-172,2±4,5	-2,5±1,4
Группа Кысыл-Сырская (тукулан Кысыл-Сырский, 2014–2018 гг.)	22	-21,6±1,2	-171,8±7,6	1,0±2,5
Группа Кысыл-Юрях (тукулан Махатта, 2015–2018 гг.)	8	-20,5±0,5	-164,0±2,0	-0,3±4,2
Ист. Муус-Аппа (дефляционное плато, Верхневилуйск, 2017–2018 гг.)	12	-21,4±0,7	-173,2±2,3	-2,5±5,2
Ист. Соккукар (закреплённые дюны бассейна р. Кемпендэй, 2017–2018 гг.)	9	-22,9±0,04	-181,6±0,3	1,9±0,3
Среднее по всем пробам из подземных источников (Центральная Якутия, 2014–2018 гг.)	176	-21,6±0,8	-172,6±5,1	0,23±3,0
<i>Наледи</i>				
Наледи в пределах термосуффузионных цирков и каньонов	21	-21,2±1,36	-172,2±9,8	-2,5±2,5

варьировали от $-9,70$ (летние) до $-40,1$ ‰ (зимние), значения δD изменялись от $-85,8$ (летние) до $-321,8$ ‰ (зимние) [3]. Средние многолетние значения за период наблюдений до 2000 г. составили, ‰: $\delta^{18}O = -23,63 \pm 8,8$; $\delta D = -186,1 \pm 69,3$; $d_{\text{exc}} = 2,90 \pm 7,0$.

Полученные в 2013–2014 гг. [14] данные о составе атмосферных осадков в г. Якутск, в целом, подтвердили выводы предшественников и показали ещё более значительную сезонную вариацию изотопного состава: по $\delta^{18}O$ от $-6,12$ ‰ (летние осадки) до $-45,0$ ‰ (зимние осадки). По δD – от $-72,1$ ‰ (летние осадки) до $-350,1$ ‰ (зимние осадки). Средневзвешенный изотопный состав осадков тёплого сезона 2014 г. составил $-13,0$ ‰ для $\delta^{18}O$ и $-109,3$ ‰ для δD . Наиболее лёгкий средневзвешенный изотопный состав установлен для зимнего снега, ‰: $\delta^{18}O = -31,7$; $\delta D = -237,1$; $d_{\text{exc}} = 16,1$. Экстремальные значения дейтериевого эксцесса d_{exc} в пробах атмосферных осадков г. Якутск за 2013–2014 гг. варьировали в весьма широких пределах: – от $+21,4$ ‰ (зимние) до $-24,6$ ‰ (летние) [14]. Существенные различия уравнений регрессий для осадков тёплого ($\delta D = 7,22\delta^{18}O - 18,9$; $R^2 = 0,95$) и холодного ($\delta D = 8,17\delta^{18}O + 21,9$; $R^2 = 0,99$) сезонов обусловлены преобладанием роли испарительного и криогенного фракционирования соответственно [14].

Если принять во внимание, что 70% осадков в регионе приходится на летний период [21], то, нормировав изотопные характеристики для холодного (30%) и тёплого (70%) сезонов, можно приближённо оценить средневзвешенное значение изотопного состава атмосферных осадков за год, поступающих на водосборные бассейны в области питания дюнных массивов Центральной Якутии. Оно может составлять около $-18,6$ ‰ для $\delta^{18}O$, $-147,6$ ‰ для δD , при этом осреднённый дейтериевый эксцесс d_{exc} варьирует в пределах $1-3$ ‰.

Изотопный состав снежного покрова перед началом и во время активного снеготаяния непосредственно влияет на изотопный состав формирующихся талых вод, сезонных и многолетних подземных льдов. В марте–апреле 2017 г. авторы отобрали 11 объёмных проб снега (с учётом всего снегозапаса) на разных участках в радиусе до 100 км от Якутска. Осреднённый состав (см. таблицу, рис. 4, а) характеризуются следующими значениями, ‰: $\delta^{18}O = -32,0 \pm 5,1$;

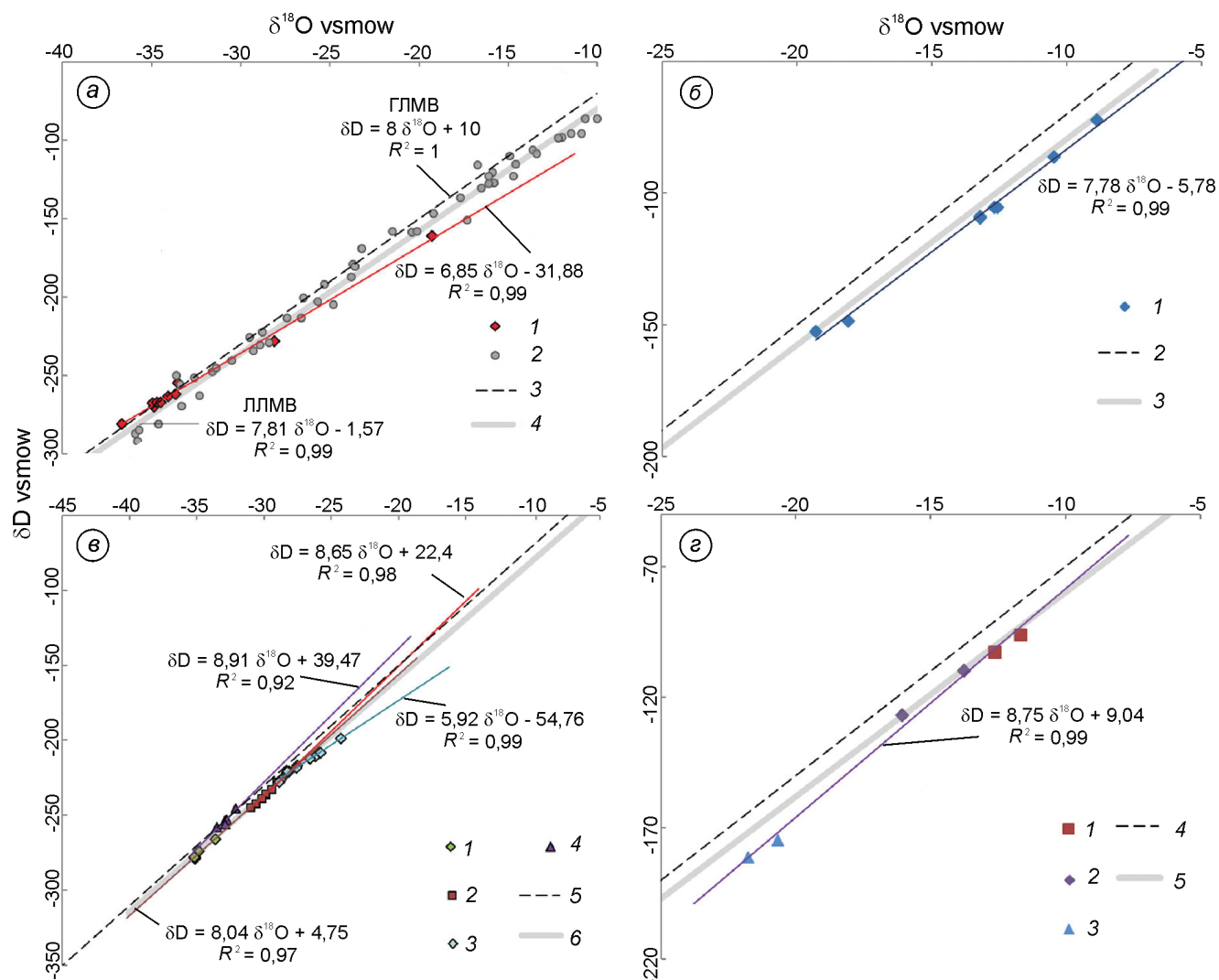


Рис. 4. Изотопные составы (^{18}O и D) и уравнения регрессий атмосферных осадков и некоторых типов осадочно-метаморфических подземных льдов Центральной Якутии в сравнении локальной линией метеорных вод (ЛЛМВ). Снеговой запас (а): 1 – весенний снежный покров в окрестностях Якутска (март–июнь 2017 г.); 2 – годовые осадки в Якутске до 2000 г. [3]; 3 – ГЛМВ; 4 – ЛЛМВ по данным GNIP [3]. Летние осадки (б): 1 – пробы дождя в 2017 г.; 2 – ГЛМВ; 3 – ЛЛМВ по данным GNIP [3]. Полигонально-жильные льды (в) из едомных обнажений: 1 – Тит-Ары-1 (МИС 4-3); 2 – Тит-Ары-2 (МИС 4-3); 3 – Кысыл-Сыр-2 (МИС 2-1); 4 – Тыалычымское (МИС 4-3); 5 – ГЛМВ; 6 – ЛЛМВ по данным GNIP [3]. Лёд в тёплой пещере «Сказка» (г): 1 – столбчатые кристаллы; 2 – таблитчатые спиралевидные кристаллы; 3 – шестилучевые дендриты; 4 – ГЛМВ; 5 – ЛЛМВ по данным GNIP [3]

Fig. 4. Isotopic compositions (^{18}O and D) and the equations of regressions of the precipitation and some types of sedimentary-metamorphic ground ices of Central Yakutia in comparison with a local line of meteoric water (LLMW). Spring snow reserve (a): 1 – spring snow cover in the vicinity of Yakutsk (March–June 2017); 2 – annual precipitation in Yakutsk until 2000 [3]; 3 – GMWL; 4 – LMWL on the data of GNIP [3]. Summer precipitation (б): 1 – rain samples in 2017; 2 – GMWL; 3 – LMWL on the data of GNIP [3]. Polygonal ice wedges from yedoma suit exposures (в): 1 – Tit-Ary-1 (MIS 4-3); 2 – Tit-Ary-2 (MIS 4-3); 3 – Kysyl-Syr-2 (MIS 2-1); 4 – Tyalychym (MIS 4-3); 5 – GMWL; 6 – LMWL on the data of GNIP [3]. Ice in a warm Fairy Tale cave (Prilenskoe Plateau) (г): 1 – columnar crystals; 2 – tabular spiral crystals; 3 – six-ray dendrites; 4 – GMWL; 5 – LMWL on the data of GNIP [3]

$\delta\text{D} = -248,4 \pm 35,4$; $d_{\text{exc}} = 7,5 \pm 6,5$. Уравнение регрессии $\delta\text{D} = 6,85\delta^{18}\text{O} - 31,88$ ($R^2 = 0,99$) (см. рис. 4, а) свидетельствует об утяжелении изотопного состава и снижении дейтериевого эксцесса в снежном покрове на протяжении ве-

сенного снеготаяния. Самые тяжёлые составы ($\delta^{18}\text{O} = -19,3$, $\delta\text{D} = -160,9$, $d_{\text{exc}} = -6,7$ ‰) характерны для проб июня 2017 г., отобранных из последних снежников. На рост концентрации ^{18}O и D (в 1,5–3 раза) в снежном покрове в ре-

зультате его прямого испарения (сублимации) уже указывалось ранее [25]. Вклад зимней сублимации в баланс снежного покрова в Центральной Якутии достигает 25–30% [24, 25]. Значительная роль сублимации снежного покрова и увеличения роли испарительного фракционирования особенно возрастает в условиях недостаточного снегозапаса, низкой влажности зимнего воздуха и интенсивной ветровой нагрузки.

Полигонально-жильные льды (ПЖЛ) едомной свиты – наиболее распространённый тип ископаемых подземных льдов в регионе и в пределах всей криолитозоны. Они содержат основной объём древней, законсервированной в криолитозоне атмосферной влаги (см. рис. 2 б, в). В географическом отношении едомные отложения с ПЖЛ распространены от Северной Монголии до арктического побережья Сибири и рассматривались некоторыми исследователями как специфический тип подземного оледенения, сформировавшегося на протяжении четвертичных криохронов [17]. В пределах Центральной Якутии едомные образования распространены в виде обширных термоденудационных ледово-лёссовых плато (Верхневилуйское, Абалахское и др.) в окаймлении дюнных массивов, покрывая плащеобразным чехлом поверхности пологих водоразделов. Реже они встречаются в виде останцов во внутренних частях дюнных массивов. В гипсометрическом отношении едомные образования по сравнению с дюнными покровами располагаются на более высоких уровнях. Максимальная мощность (более 80 м) установлена в пределах Абалахского плато (Лено-Амгинский водораздел) [32].

В условиях современного потепления и деградации криолитозоны необратимое оттаивание ПЖЛ существенно влияет не только на баланс и изотопный состав водного стока, но и на преобразование рельефа водосборов, изменение морфологии дренажной (талвеговой) сети низких порядков, развитие термокарстовых явлений и др.

В настоящей статье изотопный состав ПЖЛ рассмотрен на основе четырёх ключевых обнажений. Первые два – Тит-Ары-1 (61°13'35" с.ш.; 127°42'42" в.д.) и Тит-Ары-2 (61°14'52" с.ш.; 127°46'27" в.д.) – расположены на пологом водоразделе Приленского плато в 180 км к югу от Якутска вблизи пос. Тит-Ары (см. рис. 1 и 2, б). Здесь в интервале абсолютных высот 180–250 м

обнаружено множество участков покровного распространения едомной свиты с массивными ПЖЛ, насыщенными тонкодисперсной органикой, остатками мамонтовой фауны. Ширина жил варьирует от 6 до 8 м, головные части вскрыты на глубине 1–1,5 м от дневной поверхности и служат одновременно подошвой СТС. Абсолютная датировка растительного детрита, отобранного в обнажении Тит-Ары-2 на подошве СТС с глубины 1,5 м, показала запредельный возраст (более 50 тыс. С-14 л.н., MPI-125).

В обнажении *Тит-Ары-1* через каждые 0,5 м было отобрано пять проб льда. Их осреднённый состав оказался наиболее лёгким из исследованной нами выборки (см. таблицу), ‰: $\delta^{18}\text{O} = -34,8 \pm 0,7$; $\delta\text{D} = -274,9 \pm 5,4$; $d_{\text{exc}} = 3,5 \pm 1,0$. Он существенно легче (на 2,7 ‰ по ^{18}O и на 32,5 ‰ по D), чем состав весеннего снежного покрова в Центральной Якутии перед началом снеготаяния. Уравнение регрессии $\delta^{18}\text{O}/\delta\text{D}$ для ПЖЛ из обнажения Тит-Ары-1 имеет следующий вид: $\delta\text{D} = 8,04\delta^{18}\text{O} + 4,75$ ($R^2 = 0,97$) (см. рис. 4, в), что весьма близко к снежным осадкам наиболее холодного периода года, выпадавших в климатических условиях существенно более холодных, чем современные. Снижение дейтериевого эксцесса в ПЖЛ, вероятно, связано с неизбежным фракционированием атмосферной влаги в процессе образования снежного покрова, его оттаивания и миграции расплавов в мерзлотные трещины. Поэтому изначальный изотопный состав выпадающих твёрдых осадков, вероятно, был ещё более лёгким, а зимние температуры – холоднее современных.

В обнажении *Тит-Ары-2* карьером была вскрыта массивная полигональная решётка, в которой наиболее мощные жилы достигали ширины 7–8 м. Осреднённый по семи пробам состав характеризуется следующими значениями (см. таблицу), ‰: $\delta^{18}\text{O} = -30,0 \pm 0,7$; $\delta^{18}\text{D} = -237,9 \pm 5,8$; $d_{\text{exc}} = 3,0 \pm 0,8$. Несмотря на более массивный характер жильного льда в обнажении Тит-Ары-2, его осреднённый изотопный состав ПЖЛ оказался существенно тяжелее (на 4,8 ‰ по ^{18}O и на 36,0 ‰ по D), чем ПЖЛ из Тит-Ары-1.

Тыалычымское обнажение ПЖЛ (63°44'06" с.ш.; 120°55'47" в.д.) установлено в 2018 г. вблизи устья одноимённого притока (р. Тыалычыма) на правом берегу р. Вилуй в 34 км к западу от г. Вилуйск в береговом обрыве высотой 35–40 м (см. рис. 1

и 2, в). Верхние 20 м разреза сложены тонкослоистыми сизовато-бурыми лёссовидными суглинками, насыщенными органическим детритом и пронизаны ПЖЛ шириной до 12–15 м и глубиной проникновения 10–15 м. Осреднённый по семи пробам состав ПЖЛ Тылычымского обнажения характеризуется следующими значениями (см. таблицу), ‰: $\delta^{18}\text{O} = -32,8 \pm 0,5$; $\delta\text{D} = -253,0 \pm 4,6$; $d_{\text{exc}} = 9,7 \pm 1,4$. Условия залегания, весьма лёгкий изотопный состав и высокий дейтериевый эксцесс позволяют предположить формирование ПЖЛ данного обнажения в первую половину позднего неоплейстоцена (МИС 4–3), аналогично обнажениям Тит-Ары-1 и Тит-Ары-2.

Установленные уравнения регрессии составов ПЖЛ первой половины позднего неоплейстоцена из обнажений Тит-Ары-1 ($\delta\text{D} = 8,04\delta^{18}\text{O} + 4,75$; $R^2 = 0,97$) Тит-Ары-2 ($\delta\text{D} = 8,65\delta^{18}\text{O} + 22,40$; $R^2 = 0,98$), Тылычымское ($\delta\text{D} = 8,91\delta^{18}\text{O} + 39,47$; $R^2 = 0,92$) кардинально отличаются от всех водных и ледовых компонентов современных криогенных ландшафтов Центральной Якутии (см. рис. 4, в), но проявляют сильное сходство с современными осадками холодного сезона, описываемых уравнением $\delta\text{D} = 8,17\delta^{18}\text{O} + 21,94$; $R^2 = 0,99$ [14].

Исследованные составы ПЖЛ также близки к осреднённому составу современного зимнего снегозапаса в начале периода снеготаяния, ‰: $\delta^{18}\text{O} = -32,0 \pm 5,1$; $\delta\text{D} = -248,4 \pm 35,4$; $d_{\text{exc}} = 7,5 \pm 6,5$. Однако их дейтериевые эксцессы и угловые коэффициенты регрессий значительно выше, чем в современном весеннем снегозапасе и даже в свежевыпавшем снеге, что указывает на прямую связь источника данных льдов со снеговыми атмосферными осадками. Некоторые исследователи правомочно считают, что для палеотемпературных реконструкций необходимо сравнение изотопных составов древних ПЖЛ с аналогичными льдами, возникающими в современных климатических условиях. Однако это не снимает вопросов о характере связи изотопных составов современных и древних жил с составами исходного снега.

Анализируя составы древних ПЖЛ, можно предположить два альтернативных объяснения их формирования из расплавов снежного покрова. Согласно первому, необходимо считать, что изотопный состав ПЖЛ и исходного снежного покрова весьма близки. Это возможно, если

мерзлотные трещины заполняются в условиях очень интенсивного снеготаяния, незначительной миграции талых вод и быстрого повторного замерзания. Такая последовательность минимизировала эффекты испарительного фракционирования. Второй вариант объяснения состоит в том, что очередное заполнение мерзлотных трещин происходило уже в самом начале снеготаяния за счёт первых расплавов, наиболее обеднённых дейтерием и тяжёлым кислородом. Поэтому трещины полностью закрывались задолго до окончания снеготаяния, и утяжелённые остаточные фракции талых вод не поступали в трещины. По мнению авторов, второй вариант наиболее правдоподобен и логичен. Однако в данном случае необходимо принять, что специфика изотопного состава ПЖЛ связана не только с температурами холодного времени года, но в существенной степени зависит от толщины снежного покрова перед началом снеготаяния.

Высокий положительный дейтериевый эксцесс ПЖЛ данного (МИС 2–3) возраста также свидетельствует о менее значительном испарительном фракционировании (сублимации) исходного состава снега на протяжении формирования его запаса в зимний период. Это можно связать с наличием более мощного снежного покрова. Очевидно, что для решения данных вопросов необходимы постановка специальной методики пробоотбора и отдельные исследования.

В пределах обнажения *Кысыл-Сыр-2* ($63^{\circ}56'57,4''$ с.ш.; $122^{\circ}52'47,8''$ в.д., см. рис. 1) был исследован изотопный состав более молодых ПЖЛ, сформировавшихся на протяжении МИС 2–1. Исследованный разрез приурочен к верхней части 65-метровой террасы на левобережье р. Виллой в 10 км ниже пос. Кысыл-Сыр. Здесь пачка пылеватых оглеенных суглинков и супесей с примесью растительного детрита мощностью от 4 до 8 м пронизана решёткой вертикальных ледяных жил толщиной до 2–3 м и глубиной проникновения 6–8 м. Верхушки жил залегают на глубине 1,4–2 м от дневной поверхности, сливаясь с подошвой СТС.

Возраст отложений с ПЖЛ охарактеризован шестью датировками. В интервале 3–4 м (МРІ-33) установлен возраст $22,0 \pm 0,3$ С-14 тыс. л.н. На глубине 2,5 м (МРІ-96) получена дата $23,97 \pm 0,8$ С-14 тыс. л.н., а на глубине 0,5 м (подошва СТС) — «нулевая» дата (МРІ-96).

Из подстилающих отложений (перекрёстно-слоистые дюнные пески) с фрагментами палеопочв на глубине 10,5, 14 и 19 м от поверхности также было получено три абсолютные даты: $34,8 \pm 2,0$; $33,1 \pm 1,7$ и $35,5 \pm 2,0$ тыс. С-14 л.н. (MPI-84; MPI-95; MPI-94), указывающие на каргинский (МИС 3) возраст подстилающих отложений. На основании этого формирование ПЖЛ обнажения Кысыл-Сыр-2 отнесено к сартанскому криохрону и началу голоцена (МИС 2–1).

Изотопный состав одной из жил на основе 12 образцов (см. таблицу) характеризуется следующими значениями, ‰: $\delta^{18}\text{O} = -27,2 \pm 1,4$; $\delta\text{D} = -215,8 \pm 8$; $d_{\text{exc}} = 1,7 \pm 3$. По сравнению с рассмотренными ранее ПЖЛ первой половины позднего плейстоцена их состав оказался существенно тяжелее: на 3 ‰ по $\delta^{18}\text{O}$ и на 37 ‰ по δD , а дейтериевый эксцесс был в 3 раза меньше.

Уравнение регрессии изотопных составов ПЖЛ обнажения Кысыл-Сыр-2 (см. рис. 4, в) имеет вид $\delta\text{D} = 5,92\delta^{18}\text{O} - 54,76$ ($R^2 = 0,99$) и кардинальным образом отличается как от осадков холодного сезона Якутска ($\delta\text{D} = 8,17\delta^{18}\text{O} + 21,9$; $R^2 = 0,99$) [14], так и от ЛЛМВ Якутска ($\delta\text{D} = 7,81\delta^{18}\text{O} - 1,57$; $R^2 = 0,99$) весьма низким угловым коэффициентом. Ближе всего к современным изотопным аналогам данных ПЖЛ – составы весеннего снегозапаса, аппроксимируемые уравнением $\delta\text{D} = 6,85\delta^{18}\text{O} - 31,88$ ($R^2 = 0,99$), что свидетельствует о более сухих условиях последнего криохрона по сравнению с предыдущими, малой толщине снежного покрова и крайне недостаточной влагообеспеченности криогенных ландшафтов Центральной Якутии.

В целом кардинальное иссушение в заключительную наиболее холодную эпоху позднего неоплейстоцена и в начале голоцена хорошо укладывается в общие палеогеографические представления о Центральной Якутии и может быть связано с глобальными изменениями циркуляционных процессов в Арктике и Субарктике в зоне развития современного Сибирского антициклона и на прилегающих территориях [3, 8].

Изотопный состав пещерных льдов. Пещеры – довольно редкое явление в рассматриваемом регионе, поэтому потенциально содержащиеся в них льды не играют существенной роли в водном балансе Центральной Якутии. Однако в них могут быть встречены некоторые ге-

нетические типы, изотопный состав которых, на наш взгляд, может прояснить дискуссионные вопросы происхождения источников влаги ПЖЛ едомной свиты.

Так, в рамках выдвинутой С.В. Томирдиаро [20] «ультрааридной теории» происхождения лёссово-ледовых отложений (едомы) предполагается, что в условиях холодного и гиперконтинентального климата последних четвертичных криохронов ландшафты Восточной Сибири были крайне обезвоженными, количество твёрдых зимних осадков было столь незначительным, что их интенсивная сублимация приводила к исчезновению снежного покрова ещё до начала тёплого периода. Поэтому источником влаги для ПЖЛ на водораздельных пространствах, по мнению автора, была прямая конденсация атмосферного пара в виде инея на стенках мерзлотных трещин [20]. В данном случае правомочно допустить, что изотопный состав влаги ПЖЛ должен проявлять некоторое сходство с современными сублимационными льдами (инеем, изморозью), которые часто обнаруживаются в небольших пещерах Центральной Якутии.

Сублимационные льды изучены авторами в двух пещерах – «Сказка» и «Скалолазов», расположенных на левобережье р. Лена в 180–200 км к югу Якутска в пределах урочища Ленские столбы (см. рис. 1). Обе пещеры выработаны в палеозойских карбонатных отложениях и расположены в одинаковых климатических условиях, однако они резко различаются по температурному режиму, объёму и типу подземного оледенения.

Пещера «Сказка» ($61^{\circ}14'31''$ с.ш.; $127^{\circ}50'47''$ в.д., 100 м над ур. моря) расположена в нижней части коренного берегового обрыва Лены в 14 км от пос. Еланка в 800 м от устья р. Кетеме. Пещера выработана в коренных карбонатных породах палеозойского возраста, её протяжённость – 10–12 м, максимальная ширина – 4,5 м, максимальная высота – 3 м. Во время обследования пещеры (17 марта 2017 г.) температура наружного воздуха у входа была -25°C , в то время как внутри пещеры – около -8°C . Наиболее мощный (15–20 см) слой кристаллической изморози в виде шестилучевых дендритов наблюдался вблизи входа в пещеру, постепенно сокращаясь по мере продвижения вглубь. В самой глубокой и тёплой части пещеры она практически отсутствовала. На расстоянии 3–4 м от

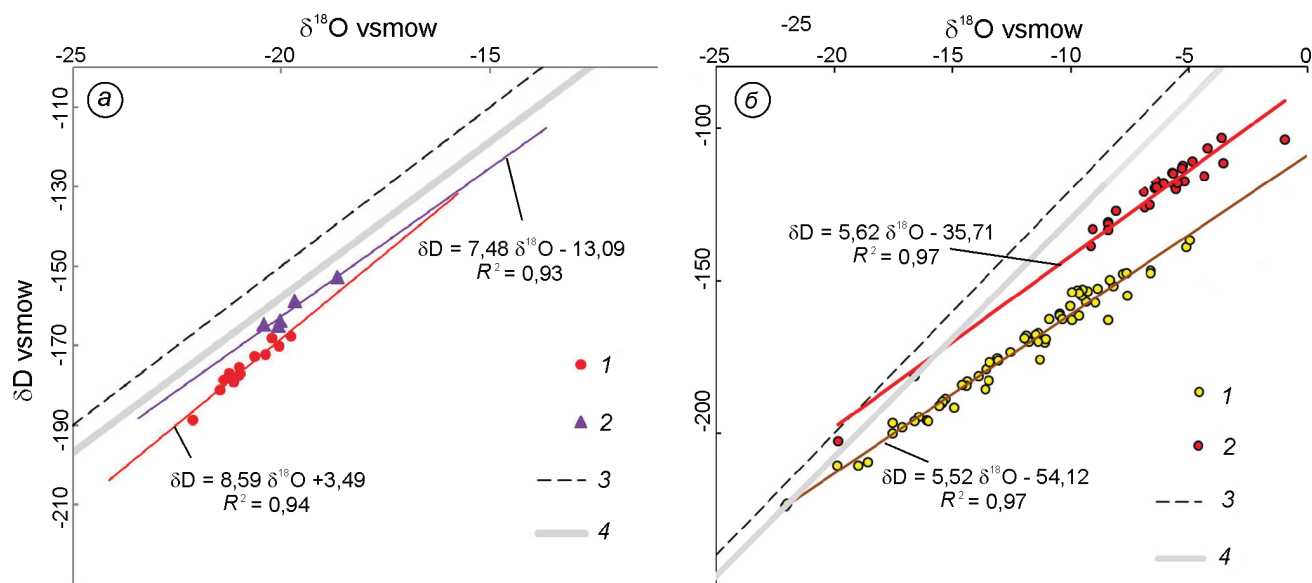


Рис. 5. Изотопный состав (^{18}O и D) и уравнения регрессий пещерных льдов и озёр Центральной Якутии в сравнении с локальной линией метеорных вод (ЛЛМВ).

Лёд в холодной пещере «Скалолазов» (а): 1 – сублимационные таблитчатые и столбчатые кристаллы; 2 – натечные (конжеляционные) льды и сталагмиты; 3 – ГЛМВ; 4 – ЛЛМВ по данным GNIP [3]. *Озёра (б):* 1 – Центральная Якутия; 2 – Тибетское плато [32]; 3 – ГЛМВ; 4 – ЛЛМВ по данным GNIP [3]

Fig. 5. The isotopic composition (^{18}O and D) and the regression equations for cave ices and Aeolian lakes in Central Yakutia in comparison with a local line of meteoric water (LLMW).

Ice in the cold cave of Rock-Climbers (a): 1 – sublimation tabular and columnar crystals; 2 – sinter (congelation) ices and stalagmites; 3 – GMWL; 4 – LMWL on the data of GNIP [3]. *Lakes (b):* 1 – Central Yakutia; 2 – Tibetan Plateau [32]; 3 – GMWL; 4 – LMWL on the data of GNIP [3]

входа шестилучевые кристаллы сменились крупными спиралевидными таблитчатыми, а на расстоянии 5–6 м – столбчатыми кристаллами размером 4–6 см (см. рис 2, з). Выполненные анализы показали, что кристаллы сублимационного льда разной морфологии различаются также изотопически (см. таблицу). Наиболее тяжёлые ($\delta^{18}\text{O} = -12,2 \pm 0,7$, $\delta\text{D} = -99,2 \pm 4,7$ ‰) кристаллы столбчатой формы встречаются в самой тёплой части пещеры, а наиболее легкие ($\delta^{18}\text{O} = -21,2 \pm 0,8$, $\delta\text{D} = -178,0 \pm 4,7$ ‰) шестилучевые кристаллы – вблизи входа. Все исследованные кристаллы имеют низкий (< 10) дейтериевый эксцесс; $d_{\text{exc}} = 1,7 \pm 3,1$ ‰), описываются регрессией с уравнением $\delta\text{D} = 8,75\delta^{18}\text{O} + 9,04$ ($R^2 = 0,99$) и лежат вблизи ЛЛМВ (см. рис. 4, з). Это свидетельствует об их происхождении путём прямой кристаллизации атмосферной влаги.

Пещера «Скалолазов» ($61^{\circ}15'36''$ с.ш.; $128^{\circ}02'15''$ в.д., 100 м над ур. моря) приурочена к средней части берегового обрыва р. Лена в 14 км к западу от пос. Еланка. Пещера имеет сходные размеры с предыдущей, но более сложную морфологию и

узкий вход (1×1 м). Высота потолка постепенно повышается в глубь пещеры и в тыльной её части представляет собой узкую вертикальную щель (камин) длиной более 20 м. Камин выходит на дневную поверхность вблизи бровки берегового обрыва, его стенки покрыты натёками льда. Во время опробования (28 марта 2017 г.) температура наружного воздуха составляла около -10°C , в то время как внутри пещеры она была -25°C . Здесь установлены призматические и столбчатые кристаллы сублимационного происхождения, а также конжеляционные натёки и ледяные сталактиты. Для 13 образцов призматических кристаллов с потолка пещеры установлен следующий состав, ‰: $\delta^{18}\text{O} = -20,7 \pm 0,7$; $\delta\text{D} = -175,8 \pm 5,8$. Существенное отличие сублимационных льдов исследованных пещер (см. рис. 4, з, рис. 5, а) можно объяснить их разными температурными условиями. Отклонение влево (против часовой стрелки) линии регрессии ($\delta\text{D} = 8,59\delta^{18}\text{O} + 3,49$; $R^2 = 0,94$) изотопных составов сублимационных льдов из пещеры «Скалолазов» также свидетельствует об атмосфер-

ном происхождении кристаллов, но при более низкой температуре и из более иссушенного воздуха, чем в пещере «Сказка». На процессы испарительного фракционирования в момент кристаллизации также указывает низкий дейтериевый эксцесс ($d_{\text{exc}} = -8,8 \pm 1,5 \text{ ‰}$).

Осреднённый состав исследованных конжеляционных льдов ($\delta^{18}\text{O} = -19,8 \pm 0,7$, $\delta\text{D} = -161,0 \pm 4,6$, $d_{\text{exc}} = -2,7 \pm 1,4 \text{ ‰}$) из пещеры «Скалолазов» весьма схож с составом наледных льдов. Вероятно, конжеляционные льды (натёки и сталактиты) формируются здесь в летний период, когда потоки тёплого атмосферного воздуха начинают проникать в пещеру, что приводит к оттаиванию сублимационной изморози и вторичному замерзанию расплава на стенках. Существенно более тяжёлый изотопный состав исследованных пещерных льдов свидетельствует об их кардинальном отличии от современных снеговых осадков, а также ископаемых осадочно-метаморфических льдов едомной свиты (см. рис. 3), что противоречит предположению С.В. Томирдиаро о генезисе ПЖЛ в результате кристаллизации водяного пара на стенках мерзлотных трещин.

Изотопный состав озёрных вод. Многочисленные замкнутые понижения в пределах дюнных массивов Центральной Якутии способствуют распространению множества гидравлически связанных озёр дефляционного происхождения, формирующихся в котловинах выдувания и питающихся преимущественно за счёт грунтовых вод. Такие озёра представляют собой участки выхода зеркала грунтовых вод на поверхность. Сезонные колебания уровня грунтовых вод приводят к одновременному понижению уровня всех озёр и наоборот. Вопросы генезиса и таксономии эоловых озёр Центральной Якутии практически не разработаны и требуют исследований. В летние периоды 2016–2017 г. авторами опробовано 73 озера (см. рис. 1, а также таблицу). В Бестяхской дефляционно-аккумулятивной равнине (правобережье р. Лена) осреднённый состав такой, ‰: $\delta^{18}\text{O} = -14,4 \pm 1,4$; $\delta\text{D} = -138,2 \pm 7,1$; $d_{\text{exc}} = -23,2 \pm 4,7$. В пределах озёр дефляционно-аккумулятивного плато левобережья р. Лена в бассейне р. Шестаковка (оз. Чабыда и др.) на основании шести проб установлены следующие средние значения, ‰: $\delta^{18}\text{O} = -9,6 \pm 1,6$;

$\delta\text{D} = -109,8 \pm 10,0$; $d_{\text{exc}} = -33,0 \pm 2,8$. В границах позднеплейстоцен-голоценовых эолово-аккумулятивных равнин в бассейне нижнего течения р. Вилюй опробовано 50 озёр. Для Кысыл-Сырского дюнного массива (две пробы) средние значения озёрной воды составили, ‰: $\delta^{18}\text{O} = -14,8 \pm 1,8$; $\delta\text{D} = -137,4 \pm 11,9$; $d_{\text{exc}} = -18,7 \pm 2,5$; для озёр внутренней части массива Махатта (48 проб), ‰: $\delta^{18}\text{O} = -11,8 \pm 3,5$; $\delta\text{D} = -120,2 \pm 18,4$; $d_{\text{exc}} = -25,8 \pm 10,5$.

Вместе с эоловыми озёрами в июле 2017 г. одновременно было опробовано четыре типичных старичных озера в пойме р. Вилюй, полностью отшнурованных от русла и соединяющихся с руслом только во время высокого половодья. Их средний состав характеризуется следующими значениями, ‰: $\delta^{18}\text{O} = -20,2 \pm 2,3$; $\delta\text{D} = -163,6 \pm 12,7$; $d_{\text{exc}} = -2,4 \pm 6,2$. Таким образом, озёрные воды характеризуются наиболее тяжёлым изотопным составом среди всех исследованных водно-ледовых объектов в пределах ареалов распространения дюнных массивов. Они проявляют значительное сходство между собой и близки по составу дождевым осадкам летнего периода в Центральной Якутии, но отличаются от последних крайне низким дейтериевым эксцессом, достигающим -48 ‰ в некоторых водоёмах внутренней части незакреплённого тукулана Махатта.

Распределение изотопных составов тукуланных озёр Центральной Якутии хорошо описывается линейной регрессией с уравнением $\delta\text{D} = 5,52\delta^{18}\text{O} - 54,12$ ($R^2 = 0,97$) (см. рис. 5, б), коэффициенты которой свидетельствуют об определяющей роли испарительного фракционирования при формировании их изотопного состава (см. рис. 4, б). Примечательно, что составы высокогорных озёр Тибетского нагорья, расположенные в ультрааридной области [33], описываются близким уравнением регрессии: $\delta\text{D} = 5,62\delta^{18}\text{O} - 35,71$ ($R^2 = 0,97$) (см. рис. 5, б). Очевидно, что угловые коэффициенты, близкие к 5,5, отражают мощное испарительное фракционирование в ходе формирования изотопного состава озёрных вод в данных гипераридных регионах.

Изотопный состав поверхностных водотоков. Поверхностные водотоки имеют весьма сложную структуру, и их изотопный состав испытывает значительные сезонные колебания. С 2014 по 2017 г. мы опробовали некоторые во-

дотоки, в том числе магистральные реки Лена и Вилюй (см. таблицу). Средний состав июльских проб воды (меженный период) в нижнем течении р. Вилюй характеризуется следующими значениями, ‰: $\delta^{18}\text{O} = -20,5 \pm 1,2$; $\delta\text{D} = -164,6 \pm 6,4$; $d_{\text{exc}} = -0,4 \pm 3,8$. Более репрезентативно опробованы водотоки Бестяхской террасы на правом берегу р. Лена (см. таблицу). Осреднённые по 11 пробам характеристики следующие, ‰: $\delta^{18}\text{O} = -19,5 \pm 2,3$; $\delta\text{D} = -160,4 \pm 17,4$; $d_{\text{exc}} = -6,3 \pm 6,0$. Сравнение весенних и осенних проб показывает, что во всех поверхностных водотоках наблюдается существенная сезонная вариация – утяжеление изотопных составов примерно на 3–5 ‰ по $\delta^{18}\text{O}$ и на 25–35 ‰ по δD . Отчасти это можно связать со сменой типа питания водотоков – от изотопически облегчённых талых снеговых вод весной до тяжёлых летних атмосферных осадков в осенний период. Вероятно, утяжеление изотопного состава связано также с прогревом речных вод и усилением испарения с поверхности.

Изотопный состав межмерзлотных источников. Всего с 2014 по 2018 г. мы проанализировали 176 проб межмерзлотных вод, отобранных более чем из 25 источников Центральной Якутии (см. рис. 1). Источники современных незакреплённых дюнных массивов в бассейне нижнего течения р. Вилюй характеризуются следующими значениями, ‰: а) Тукулан Кысыл-Сырский (22 пробы) – $\delta^{18}\text{O} = -21,6 \pm 1,2$, $\delta\text{D} = -171,8 \pm 7,6$, $d_{\text{exc}} = 1,0 \pm 2,5$; б) Тукулан Махатта (восемь проб) – $\delta^{18}\text{O} = -20,5 \pm 0,5$, $\delta\text{D} = -164,0 \pm 2,0$, $d_{\text{exc}} = -0,3 \pm 4,2$. В пределах водораздельного дефляционного ветроградникового плато в среднем течении р. Вилюй, закреплённого редкостойным лесом, подземный источник Муус-Аппа (Верхневиллюйский район) опробовался ежемесячно с ноября 2017 г. по июнь 2018 г. Его средний состав (12 проб), ‰: $\delta^{18}\text{O} = -21,4 \pm 0,7$; $\delta\text{D} = -173,2 \pm 2,3$; $d_{\text{exc}} = -2,5 \pm 5,2$ ‰. Источник Соккукар в бассейне р. Кемпендй (бассейн верхнего течения р. Вилюй) приурочен к ареалам дюнных массивов, закреплённых парковыми сосновыми лесами. На основе ежемесячного опробования с ноября 2017 г. по апрель 2018 г. он характеризуется наиболее облегчённым и стабильным составом (девять проб), ‰: $\delta^{18}\text{O} = -22,9 \pm 0,04$; $\delta\text{D} = -181,6 \pm 0,3$; $d_{\text{exc}} = 1,9 \pm 0,3$. В пределах за-

креплённых дюнных массивов Бестяхской террасы р. Лена множество обследованных источников имеют сходный состав. Группа Булус (102 пробы), ‰: $\delta^{18}\text{O} = -21,8 \pm 0,3$; $\delta\text{D} = -173,6 \pm 1,9$; $d_{\text{exc}} = 0,1 \pm 2,1$. Группа Улахан-Тарын (шесть проб), ‰: $\delta^{18}\text{O} = -21,2 \pm 0,7$; $\delta\text{D} = -172,2 \pm 4,5$; $d_{\text{exc}} = -2,5 \pm 1,4$. Приведём осреднённый состав всех проб (176 проб), отобранных из подземных источников Центральной Якутии, ‰: $\delta^{18}\text{O} = -21,6 \pm 0,8$; $\delta\text{D} = -172,6 \pm 5,1$; $d_{\text{exc}} = 0,23 \pm 3,0$. Это свидетельствует о весьма схожем и стабильном составе данных элементов водного стока, несмотря на географическую удалённость друг от друга.

Воды межмерзлотных источников наиболее близки к средневзвешенному составу атмосферных осадков региона за год (см. таблицу). Для круглогодичных крупных групп источников уравнения регрессий весьма устойчивы даже для разных групп (рис. 6, а). Так, для наиболее крупного и стабильного источника Булус на основе выборки из более 73 образцов получено уравнение $\delta\text{D} = 6,31 \cdot \delta^{18}\text{O} - 36,7$ ($R^2 = 0,78$). Для источников Кысыл-Сырской группы (22 пробы) – уравнение $\delta\text{D} = 6,34 \delta^{18}\text{O} - 34,90$ ($R^2 = 0,95$), для группы источников Улахан-Тарын (восемь проб) – $\delta\text{D} = 6,20 \delta^{18}\text{O} - 40,70$ ($R^2 = 0,99$). Эти данные указывают на тесное генетическое родство изотопного состава подземных источников с водами озёр, расположенных в области их питания (см. рис. 6, б). Составы и тех, и других имеют признаки значительного испарительного фракционирования.

Сезонные вариации изотопного состава стока изучались на основе систематического отбора проб из трёх разных межмерзлотных источников (рис. 7): Соккукар (Кемпендйский район), Муус-Аппа (Верхневиллюйский район) и Булус. Первый (см. рис. 7, а) опробовался с интервалом один месяц – с ноября 2017 г. по июнь 2018 г., второй (см. рис. 7, б) – ежемесячно с ноября 2017 г. по март 2018 г. Самый длинный ряд наблюдений получен для источника Булус (см. рис. 7, в), где с марта 2017 г. по июнь 2018 г. проводилось еженедельное опробование. Анализ временных рядов (см. рис. 7) свидетельствует о сезонных вариациях у всех обследованных источников, проявляющихся в незначительном утяжелении изотопного состава в летний период и облегчении в зимний. Вариация наиболее

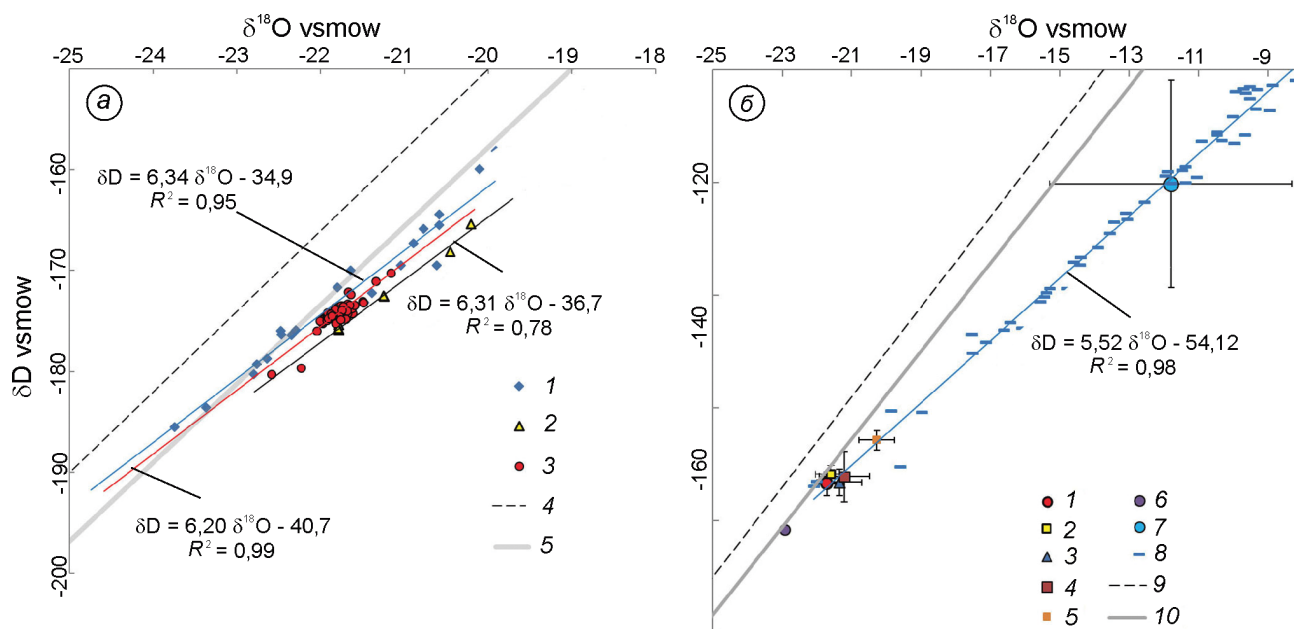


Рис. 6. Изотопные составы (^{18}O и D) и уравнения регрессий подземных источников Центральной Якутии и эоловых озёр в их области питания в сравнении с локальной линией метеорных вод (ЛЛМВ).

Подземные источники (а): 1 – группа Кысыл-Сыр; 2 – группа Улахан-Тарын; 3 – группа Булус; 4 – ГЛМВ; 5 – ЛЛМВ по данным GNIP [3]. *Средние значения и квадратические отклонения по источникам (б):* 1 – Булус; 2 – Кысыл-Сыр; 3 – Муус-Аппа; 4 – Улахан-Тарын; 5 – Махатта; 6 – Соккукар; 7 – среднее и квадратические отклонения по эоловым озёрам; 8 – все пробы из эоловых озёр; 9 – ГЛМВ; 10 – ЛЛМВ по данным GNIP [3]

Fig. 6. Isotopic compositions (^{18}O and D) and the regression equations of the underground sources and aeolian lakes in their feeding areas in comparison with a local line of meteoric water (LLMW).

Underground sources (a): 1 – Kysyl-Syr group; 2 – Muus-Appa; 3 – Sokkukar; 4 – Ulakhan-Taryn group; 5 – Bulus group; 6 – annual precipitation in Yakutsk until 2000 [3]. *Mean values and quadratic deviations by source (b):* 1 – Bulus; 2 – Kysyl-Cheese; 3 – Muus-Appa; 4 – Ulakhan-Taryn; 5 – Mahatta; 6 – Sokkukar. Aeolian lakes: 7 – mean values and quadratic deviation for Aeolian lakes; 8 – samples from aeolian lakes; 9 – GMWL; 10 – LMWL on the data of GNIP [3]

заметна у источников с небольшим дебитом – Муус-Аппа и Саккукар (см. рис. 7, а, б) и не превышает 1 ‰ для $\delta^{18}\text{O}$ и около 5 ‰ для δD . При этом облегчение изотопного состава зимнего стока сопровождается снижением дейтериевого эксцесса на 1–5 ‰. Наблюдения на источнике Булус свидетельствуют о наличии тренда роста величины δD с марта 2017 г. по июнь 2018 г. примерно на 5 ‰, что проявляется в увеличении дейтериевого эксцесса примерно на 5 ‰ (см. рис. 7, в). Высокую стабильность изотопного состава крупных источников типа Булус можно связать с мощным резервуарным эффектом питающих их бассейнов межмерзлотных вод, период водообмена которых может превышать несколько десятилетий [33].

Кроме долгопериодных вариаций ряд наблюдений источника Булус характеризуется множеством квазиритмических «выбросов» (см. рис. 7, в), амплитуда которых достигает 1,5 ‰

по $\delta^{18}\text{O}$ и 5–7 ‰ по δD и несколько превышает величину лабораторной погрешности определений. Неслучайное распределение скачков и приуроченность к зимнему периоду позволяют связать их с мерзлотно-гидрогеологическими процессами, приводящими к перераспределению стока внутри межмерзлотной таликовой системы области питания, например, с блокированием стока в результате частичного или полного перемерзания отдельных участков питающего подземного бассейна (например, группы озёр с подозрными таликами) или перемерзанием мелких источников группы Булуса, что приводит к подъёму уровня подземных вод, возрастанию гидростатического напора и др. Все эти явления и их связь с изменением изотопного состава межмерзлотных источников требуют дополнительных исследований.

Изотопный состав наледей. В Центральной Якутии наледи распространены исключительно в

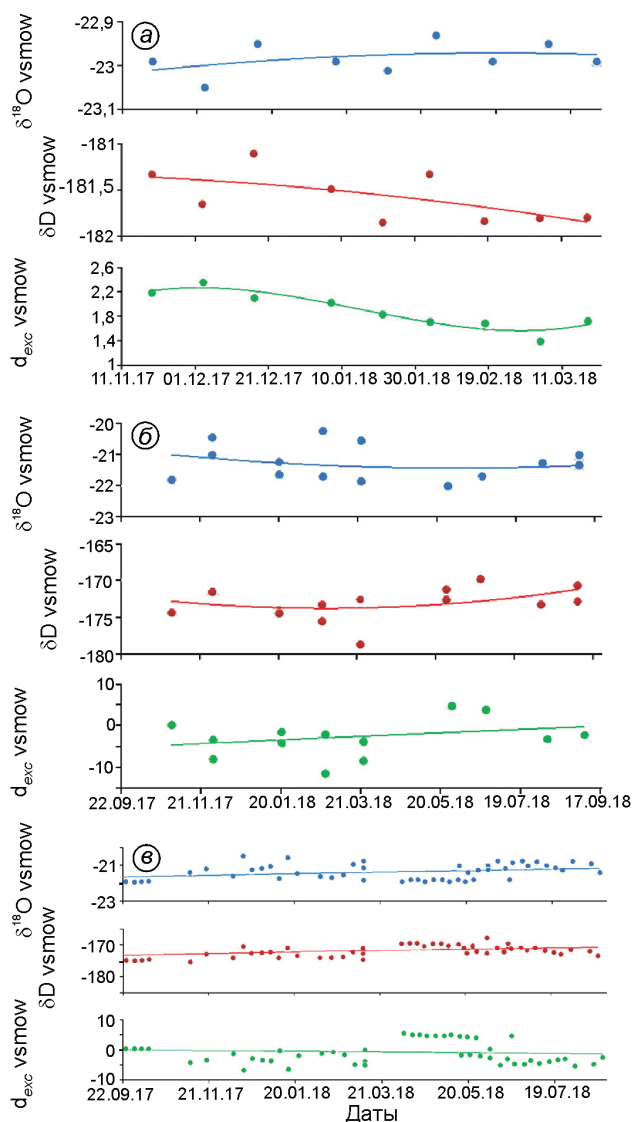


Рис. 7. Динамика тяжёлого кислорода ^{18}O , дейтерия D и дейтериевого эксцесса d_{exc} в подземных межмерзлотных источниках Центральной Якутии в 2017–2018 г.

a – Соккукар (Кемпендяй, ноябрь 2017 – март 2018 г.); б – Муус-Аппа (Верхневилюйск, ноябрь 2017 – июнь 2018 г.); в – Булус (Якутск, март 2017 – июнь 2018 г.)

Fig. 7. Dynamics of heavy oxygen ^{18}O , deuterium D and deuterium kurtosis d_{exc} in subsurface permafrost water sources in Central Yakutia in 2017–2018:

a – Sokkukar (Kempendyay, November 2017 – March 2018); б – Muus-Appa (Verkhne-Vilyuisk, November 2017 – June 2018); в – Bulus (Yakutsk, March 2017 – June 2018)

ареалах дюнных покровов дьолкуминской свиты, а наиболее крупные из них приурочены к зонам разгрузки высокодебитных межмерзлотных источников. На протяжении 2014–2018 гг. в весенне-летний период мы отобрали 21 пробу льда из

наледей на участках разгрузки исследованных источников (см. таблицу). Их осреднённый состав таков, ‰: $\delta^{18}\text{O} = -21,1 \pm 1,2$; $\delta\text{D} = -172,2 \pm 9,5$; $d_{\text{exc}} = -2,5 \pm 2,5$. Несмотря на большую удалённость опробованных наледей друг от друга и различия во времени отбора проб, их изотопный состав оказался весьма устойчив и практически идентичен осреднённым составам подземных источников, ‰: $\delta^{18}\text{O} = -21,6 \pm 0,8$; $\delta\text{D} = -172,6 \pm 5,1$; $d_{\text{exc}} = 0,23 \pm 3,0$. Изотопный состав наледей также проявляет значительное сходство с речным стоком и со среднемноголетними значениями атмосферных осадков (см. таблицу). Отношение $\delta^{18}\text{O}/\delta\text{D}$ исследованной выборки аппроксимируется уравнением $\delta\text{D} = 6,88\delta^{18}\text{O} - 25,85$ ($R^2 = 0,96$), коэффициенты которого указывают на испарительное фракционирование источника питания наледей, подчёркивая его связь с подземными таликами и эоловыми озёрами в пределах водосборных бассейнов.

Заключение

Мозаичное сочетание отложений дьолкуминской и едомной свит, формировавшихся синхронно на протяжении второй половины позднего неоплейстоцена, определяет формирование в Центральной Якутии высококонтрастных мерзлотно-геологических обстановок, сложную систему водного обмена и стока, включающую в себя атмосферные осадки, поверхностные и подземные воды, межмерзлотные источники, наледы, полигонально-жильные и пещерные льды, а также разнообразные типы сезонных и многолетних льдов. В ходе исследований накоплен банк данных из более 400 определений, свидетельствующих как о значительном разнообразии изотопных составов, так и о генетической взаимосвязи ключевых компонентов водного стока эолово-криогенных ландшафтов Центральной Якутии.

Широкая амплитуда сезонных вариаций изотопного состава атмосферных осадков от $-6,12$ до $-45,0$ ‰ по $\delta^{18}\text{O}$ и от $-72,1$ до $-350,1$ ‰ по δD связана с огромной годовой амплитудой температуры воздуха в Центральной Якутии. Средневзвешенные составы атмосферных осадков в Центральной Якутии описываются уравнением $\delta\text{D} = 7,81\delta^{18}\text{O} - 1,57$ ($R^2 = 0,99$), коэффициенты

которого указывают на существенную роль испарительного фракционирования при формировании атмосферной влаги. В целом все исследованные компоненты водного стока Центральной Якутии в той или иной степени обеднены дейтерием, что отражается в значительном снижении дейтериевого эксцесса и отклонении линии регрессии влево (по часовой стрелке) от глобальной и локальной линий метеорных вод.

Несмотря на низкие зимние температуры, накапливающиеся на протяжении зимы снегозапасы подвергаются значительному испарительному фракционированию. К началу снеготаяния их осреднённый состав описывается уравнением регрессии $\delta D = 6,85\delta^{18}O - 31,88$ ($R^2 = 0,99$), а наиболее тяжёлые и обеднённые дейтерием составы ($\delta^{18}O = -19,3$, $\delta D = -160,9$, $d_{\text{exc}} = -6,7$ ‰) имеют последние снежники в начале июня.

Широко распространённые в Центральной Якутии полигонально-жильные льды едомной свиты проявляют наибольшее сходство с атмосферными осадками зимнего периода. Изотопно наиболее лёгкие (от -30 до -34 ‰ по $\delta^{18}O$ и от 240 до 275 ‰ по δD) – древние ПЖЛ, формировавшиеся в первой половине позднего неоплейстоцена (МИС 3–4). Более молодые ПЖЛ, датированные концом позднего неоплейстоцена и началом голоцена (МИС 2–1), имеют более тяжёлый состав ($\delta^{18}O = -27,2 \pm 1,4$ ‰; $\delta D = -215,8 \pm 8,5$ ‰; $d_{\text{exc}} = 1,7 \pm 3,1$ ‰) с явными признаками испарительного фракционирования. Это показывает, что на протяжении последнего (сартанского) криохрона аридизация климата в Восточной Сибири достигла наиболее экстремальных значений, что проявилось в снижении мощности снежного покрова, увеличении роли зимнего испарения и утяжелении изотопного состава снегозапасов к началу весеннего снеготаяния. Вероятно поэтому, несмотря на более холодные климатические условия последнего криохрона по сравнению с предыдущим, ПЖЛ этого возраста имеют более тяжёлый изотопный состав. Наиболее ярко процессы испарительного фракционирования отражаются в составе вод из озёр эолового генезиса, описываемых уравнением регрессии $\delta D = 5,52\delta^{18}O - 54,12$ ($R^2 = 0,97$). Множество таких озёр установлено в Центральной Якутии в пределах дюнных покровов дьолкуминской свиты. Их водные составы имеют сходство с со-

ставами озёр ультрааридной области Тибетского нагорья – $\delta D = 5,62\delta^{18}O - 35,71$ ($R^2 = 0,97$) [33].

Составы поверхностных водотоков низких порядков в пределах распространения дюнных покровов Центральной Якутии также характеризуются низкими величинами дейтериевого эксцесса, что подтверждает их гидравлическую связь через систему межмерзлотных таликов с эоловыми озёрами в области питания. Изотопный состав крупных (магистральных) водотоков более стабилен на протяжении летнего периода и близок к средневзвешенному составу атмосферных осадков в регионе. На протяжении летних периодов 2016–2018 гг. вода в р. Лена имела более тяжёлый ($\delta^{18}O = -19,5 \pm 2,3$, $\delta D = -160,4 \pm 17,4$, $d_{\text{exc}} = -6,3 \pm 6,0$ ‰) состав, чем вода р. Вилюй ($\delta^{18}O = -20,5 \pm 1,2$, $\delta D = -164,6 \pm 6,4$, $d_{\text{exc}} = -0,4 \pm 3,8$ ‰). Это можно объяснить существенными природно-климатическими и географическими различиями их бассейнов.

Феномены криолитозоны Центральной Якутии – высокодебитные круглогодичные источники, приуроченные к ареалам распространения позднечетвертичных дюнных отложений [34]. Из всех компонентов водного стока межмерзлотные источники характеризуются самым стабильным составом ($\delta^{18}O = -21,6 \pm 0,8$, $\delta D = -172,6 \pm 5,1$, $d_{\text{exc}} = 0,23 \pm 3,0$ ‰), что связано с большой резервуарной ёмкостью их подземного бассейна и длительным периодом его водообмена, достигающего, возможно, у некоторых источников нескольких десятилетий [35]. Данное свойство и высокие питьевые качества вод ставят некоторые крупные подземные источники в ряд стратегически важных объектов. Стабильный изотопный состав стока подземных источников может быть использован в качестве уникальных интегральных геотермических индикаторов среднесуточных изменений климата и реакции криогенно-эоловых ландшафтов Центральной Якутии на эти изменения.

Исследованные группы межмерзлотных подземных источников (Булус, Улахан-Тарын, Кысыл-Сырский, Муус-Аппа и др.) имеют сходные уравнения регрессий изотопных составов с весьма низкими угловыми коэффициентами ($6-6,5$), что свидетельствует о крайней обеднённости дейтерием и подтверждает предположение о хорошей гидравлической связи источников с эоловыми озёрами в их области питания. Отметим, что изучение вопросов формирования состава

стабильных изотопов водного стока в Центральной Якутии, как и в пределах всей криолитозоны, находится пока на начальном этапе и требует дальнейших систематических исследований.

Благодарности. Исследования выполнены при поддержке Комплексной программы фундаментальных научных исследований Сибирского от-

деления РАН II.1, грантов РФФИ № 17-05-00954-а, РФФИ-РС(Я) и № 18-45-140012.

Acknowledgments. The study was supported by the Integrated Program for Basic Scientific Research of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences II.1 and by the Russian Foundation for Basic Research № 17-05-00954-a and № 18-45-140012-r-a.

Литература

1. Craig H. Isotopic variations in meteoric waters // Science. 1961. V. 133. P. 1702–1703.
2. Rozanski K., Araguas-Araguas L., Gonfiantini R. Isotopic patterns in modern global precipitation // Climate Change in Continental Isotopic Records. Geophys. Monography. 1993. V. 78. P. 1–36.
3. Kurita N., Sugimoto A., Fujii Y., Fukazawa T., Markarov V.N., Watanabe O., Ichianagi K., Numaguti A., Yoshida N. Isotopic composition and origin of snow over Siberia // Journ. of Geophys. Research. 2005. V. 110. D13102. doi: 10.1029/2004JD005053.
4. Васильчук Ю.К. Изотопно-кислородный состав подземных льдов (опыт палеогеокриологических реконструкций). Т. 1. М.: Изд-во РАН, 1992. 420 с.
5. Васильчук Ю.К., Васильчук А.К. Изотопные методы в географии. Ч. 1: Геохимия стабильных изотопов природных льдов. М.: МГУ, 2011. 228 с.
6. Деревягин А.Ю., Чижов А.Б., Майер Х. Температурные условия зим Лаптевморского региона за последние 50 тысяч лет в изотопной записи повторно-жильных льдов // Криосфера Земли. 2010. Т. XIV. № 1. С. 32–40.
7. Boereboom T., Samyn D., Meyer H., Tison J.L. Stable isotope and gas properties of two climatically contrasting (Pleistocene and Holocene) ice wedges from Cape Mamontov Klyk, Laptev Sea, northern Siberia // The Cryosphere. 2013. V. 7. P. 31–46. doi: 10.5194/tc-7-31-2013.
8. Meyer H., Opel T., Laepple T., Dereviagin A.Y., Hoffmann K., Werner M. Long-term winter warming trend in the Siberian Arctic during the mid-to late Holocene // Nature Geoscience. 2015. V. 8. № 2. P. 122–125. doi: 10.1038/NGEO2349.
9. Clark I. D., Fritz P. Environmental isotopes in hydrogeology. New York: Lewis Publishers, Boca Raton, 1997. 328 p.
10. Hoefs J. Stable isotope geochemistry. Berlin: Springer-Verlag, 1997. 201 p.
11. Dansgaard W. Stable isotope in precipitation // Tellus. 1964. V. XVI. № 4. P. 436–468.
12. Kendall C., Coplen T.B. Distribution of oxygen-18 and deuterium in river waters across the United States //

References

1. Craig H. Isotopic variations in meteoric waters. Science. 1961, 133: 1702–1703.
2. Rozanski K., Araguas-Araguas L., Gonfiantini R. Isotopic patterns in modern global precipitation. Climate Change in Continental Isotopic Records. Geophys. Monography. 1993, 78: 1–36.
3. Kurita N., Sugimoto A., Fujii Y., Fukazawa T., Markarov V.N., Watanabe O., Ichianagi K., Numaguti A., Yoshida N. Isotopic composition and origin of snow over Siberia. Journ. of Geophys. Research. 2005, 110: D13102. doi: 10.1029/2004JD005053.
4. Vasil'chuk Yu.K. *Izotopno-kislorodnyy sostav podzemnykh l'dov (opyt paleogeokriologicheskikh rekonstruktsiy)*. Oxygen isotope composition of the ground ice (experience of paleogeocryological reconstructions). V. 1. Moscow: Russian Academy of Sciences, 1992: 420 p. [In Russian].
5. Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.K. *Izotopnye metody v geografii. Chast' 1. Geokhimiya stabil'nykh izotopov prirodnnykh l'dov*. Isotope ratios in the environment. Pt. 1. Geochemistry of stable isotopes of ground ices. Moscow: MSU, 2011: 228 p. [In Russian].
6. Dereviagin A.Yu., Chizhov A.B., Meyer H., Opel T., Schirrmeister L., Wetterich S. Isotopic composition of texture ices, Laptev sea coast. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2010, XIV (1): 32–40. [In Russian].
7. Boereboom T., Samyn D., Meyer H., Tison J.L. Stable isotope and gas properties of two climatically contrasting (Pleistocene and Holocene) ice wedges from Cape Mamontov Klyk, Laptev Sea, northern Siberia. *The Cryosphere*. 2013, 7: 31–46. doi: 10.5194/tc-7-31-2013.
8. Meyer H., Opel T., Laepple T., Dereviagin A.Y., Hoffmann K., Werner M. Long-term winter warming trend in the Siberian Arctic during the mid-to late Holocene. *Nature Geoscience*. 2015, 8 (2): 122–125. doi: 10.1038/NGEO2349.
9. Clark I.D., Fritz P. Environmental isotopes in hydrogeology. New York: Lewis Publishers, Boca Raton, 1997: 328 p.
10. Hoefs J. Stable isotope geochemistry. Berlin: Springer-Verlag, 1997: 201 p.
11. Dansgaard W. Stable isotope in precipitation. *Tellus*. 1964, XVI (4): 436–468.
12. Kendall C., Coplen T.B. Distribution of oxygen-18 and deuterium in river waters across the United States. *Hydrological Processes*. 2001, 15: 1363–1393. doi: 10.1002/hyp.217.

- Hydrological Processes. 2001. № 15. P. 1363–1393 (2001). Doi: 10.1002/hyp.217.
13. Буданцева Н.А., Мавлюдов Б.Р., Чижова Ю.Н., Васильчук Ю.К. Изотопно-кислородный состав льда ледника № 30 в горах Сунтар-Хаята // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 1. С. 20–28. doi: 10.15356/2076-6734-2016-1-20-28.
 14. Папина Т.С., Малыгина Н.С., Эйрих А.Н., Галанин А.А., Железняк М.Н. Изотопный состав и источники атмосферных осадков в Центральной Якутии // Криосфера Земли. 2017. Т. XXI. № 2. С. 60–69.
 15. Галанин А.А., Папина Т.С., Наказава Ф.З., Федоров А.Н., Лыткин В.М., Малыгина Н.С. Соотношение стабильных изотопов гляциально-криогенного комплекса хр. Сунтар-Хаята и источник его питания в позднем голоцене // Климатология и гляциология Сибири. Томск: Изд. Томского ЦНТИ, 2015. С. 228–231. <http://vital.lib.tsu.ru/vital/access/manager/Repository/vtls:0005274882015>.
 16. Буданцева Н.А., Васильчук Ю.К. Утяжеление изотопного состава повторно-жильных льдов Центральной Якутии вследствие активного испарения поверхностных вод // Арктика и Антарктика. 2017. № 3. С. 53–68.
 17. Геокриология СССР. Средняя Сибирь / Под ред. Э.Д. Ершова. М.: Недра, 1989. 414 с.
 18. Соловьев П. А. Криолитозона северной части Лено-Амгинского междуречья. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 144 с.
 19. Катасонов Е.М. Мерзлотно-фациальный анализ плейстоценовых отложений и палеогеография Центральной Якутии // Палеогеография и перигляциальные явления плейстоцена. М.: Наука, 1975. С. 16–22.
 20. Томирдиаро С.В., Черненко Б.И. Криогенно-эоловые отложения Восточной Арктики и Субарктики. М.: Наука, 1987. 198 с.
 21. Гаврилова М.К. Климат Центральной Якутии / Ред. М.К. Гаврилова. Якутск: Книж. изд-во, 1962. 63 с.
 22. Скачков Ю.Б. Тенденции изменения климата Центральной Якутии на рубеже XX–XXI вв. // Материалы Междунар. науч. конф. «Региональный отклик окружающей среды на глобальные изменения в Северо-Восточной и Центральной Азии». Т. 1. Иркутск: Ин-т географии СО РАН, 2012. С. 38–41.
 23. Ohata T., Hiyama T., Tanaka H., Kuwada T., Maximov T.C., Ohata T., Fukushima Y. Seasonal variation in the energy and water exchanges above and below a larch forest in eastern Siberia // Hydrol. Processes. 2001. V. 15. P. 1459–1476. doi: 10.1002/hyp.219.
 24. Арэ А.Л. Испарение и эволюция снежного покрова в окрестностях Якутска // Экспериментальные исследования процессов теплообмена в мерзлых горных породах. М.: Наука, 1972. С. 160–167.
 13. Budantseva N.A., Mavlyudov B.R., Chizhova Ju.N., Vasil'chuk Yu.K. Oxygen isotopic composition of ice of the glacier № 30, Suntar-Khayata Mountains. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2016, 56 (1): 20–28. doi: 10.15356/2076-6734-2016-1-20-28. [In Russian].
 14. Papina T.S., Malygina N.S., Eirikh A.N., Galanin A.A., Zheleznyak M.N. Isotopic composition and sources of atmospheric precipitation in Central Yakutia. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2017, XXI (2): 60–69. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2017-2(60-69). [In Russian].
 15. Galanin A.A., Papina T.S., Nakazawa F., Lytkin V.M., Malygina N.S. Stable isotopic composition of glacial-cryogenic complex of Suntar-Khayta Range and the source of it's feeding in Late Holocene. *Klimatologiya i glatsiologiya Sibiri*. Climatology and glaciology of Siberia. Tomsk, 2015: 228–231. <http://vital.lib.tsu.ru/vital/access/manager/Repository/vtls:0005274882015>. [In Russian].
 16. Budantseva N.A., Vasil'chuk Yu.K. The enriched isotope composition of ice wedge in Central Yakutia due to active evaporation of surface waters. *Arktika i Antarktika*. Arctic and Antarctic. 2017. 3: 53–68. Doi: 10.7256/2453-8922.2017.3.24541. [In Russian].
 17. *Geokriologiya SSSR. Srednaya Sibir'*. Geocryology of the USSR. Middle Siberia. Ed. E.D. Ershov. Moscow: Nedra, 1989: 414 p. [In Russian].
 18. Solov'ev P.A. *Kriolitizona severnoy chasti Leno-Amginskogo mezhdurechya*. Cryolithozone of the northern part of the Lena-Amginsky interfluv. Moscow: RAS, 1959: 144 p. [In Russian].
 19. Katasonov E.M. Permafrost-facies analysis of Pleistocene sediments and paleogeography of Central Yakutia. *Paleogeografiya i periglyatsialnye yavleniya pleistotsena*. Paleogeography and periglacial phenomena of the Pleistocene. Moscow: Nauka, 1975: 16–22. [In Russian].
 20. Tomirdiario S.V., Chernenky B.I. *Kriogenno-eolovye otlozheniya Vostochnoy Arktiki i Subarkтики*. Cryogenic-aeolian deposits of the Eastern Arctic and Subarctic. Moscow: Nauka, 1987: 198 p. [In Russian].
 21. Gavrilova M.K. *Klimat Tsentral'noy Yakutii*. The climate of Central Yakutia. Yakutsk: Knizhnoye izdatel'stvo, 1962: 63 p. [In Russian].
 22. Skachkov Yu.B. Climate change trends in Central Yakutia at the turn of the XX–XXI centuries. *Regionalnyi otklik okruzhayshey sredy na globalnye izmeneniya v Severo-Vostochnoy i Tsentralnoy Azii*. Regional environmental response to global change in North-East and Central Asia. V. 1. Irkutsk: Institute of Geography SB RAS, 2012: 38–41. [In Russian].
 23. Ohata T., Hiyama T., Tanaka H., Kuwada T., Maximov T.C., Ohata T., Fukushima Y. Seasonal variation in the energy and water exchanges above and below a larch forest in eastern Siberia. *Hydrol. Processes*. 2001, 15: 1459–1476. doi: 10.1002/hyp.219.
 24. Are A.L. Evaporation and evolution of snow cover in the vicinity of Yakutsk. *Eksperimentalnye issledovaniya teplomassoobmena v merzlykh porodakh*. Experiment-

25. Голубев В.Н., Конищев В.Н., Сократов С.А., Гребенников П.Б. Влияние сублимации сезонного снежного покрова на формирование изотопного состава повторно-жильных льдов // Криосфера Земли. 2001. Т. V. № 3. С. 71–76.
26. Галанин А.А., Павлова М.Р., Шапошников Г.И., Лыткин В.М. Тукуланы: песчаные пустыни Якутии // Природа. 2016. № 11. С. 44–55.
27. Галанин А.А., Павлова М.Р., Климова И.В. Позднечетвертичные дюнные образования (Дьолкуминская свита) Центральной Якутии (Часть 1) // Криосфера Земли. 2018. Т. XXII. № 6. С. 3–15.
28. Катасонова Е.Г., Толстов А.Н. Геокриологические особенности развееваемых песков (тукуланов) правобережья р. Вилуй // Многолетнемерзлые горные породы различных районов СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 166–178.
29. Шепелев В.В. Надмерзлотные воды криолитозоны. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2011. 169 с.
30. Анисимова Н.П. Криогидрогеохимические особенности мерзлой зоны. Новосибирск: Наука, 1981. 153 с.
31. Галанин А.А., Оленченко В.В., Северский Э.В., Галанина А.А. Высокодинамичные каменные глетчеры Северного Тянь-Шаня // Криосфера Земли, 2017. Т. XXI. № 4. С. 58–74.
32. Pewe T.L., Journaux A. Origin and character of loess-like silt in unglaciated south-central Yakutia, Siberia, U.S.S.R. // Geological survey / Professional paper 1262. Washington: United States Government Printing Office, 1983. 46 p.
33. Yuan F., Sheng Y., Yao T., Fan C., Li J., Zhao H., Lei Y. Evaporative enrichment of oxygen-18 and deuterium in lake waters on the Tibetan Plateau // Journ. of Paleolimnology. 2011. V. 46. № 2. P. 291–307. dx.doi.org/10.1007/s10933-011-9540-y.
34. Galanin A.A. The aeolian-cryogenic origin of the inter-permafrost taliks and underground water sources in Central Yakutia // Cold-region hydrology in non-stationary world. Proc. of the 21st Northern Research Basins Symposium and Workshop. Melnikov Permafrost Institute, Siberian Branch of the RAS. Yakutsk, 2017. P. 19–25.
35. Hiyama T., Asai K., Kolesnikov A.B., Gagarin L.A., Shepelev V.V. Estimation of the residence time of permafrost groundwater in the middle of the Lena River basin, Eastern Siberia // Environmental Research Letters. 2013. № 8. 035040 (9 p.). doi: 10.1088/1748-9326/8/3/035040.
25. Golubev V.N., Konishchev V.N., Sokratov S.A., Grebennikov P.B. Influence of sublimation in a seasonal snow cover on formation of an isotopic content of wedge ice. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2011, V (3): 71–76. [In Russian].
26. Galanin A.A., Pavlova M.R., Shaposhnikov G.I., Lytkin V.M. Tukulans: sand deserts of Yakutia. *Priroda*. Nature. 2016, 11: 44–55. [In Russian].
27. Galanin A.A., Pavlova M.R., Klimova I.V. Late quaternary dune formations (D'olkuminskaya series) in Central Yakutia (Part 1). *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2018, XXII (6): 3–15. [In Russian].
28. Katasonova E.G., Tolstov A.N. Geocryological features of blowing sands (tukulans) on the right bank of the Vilyuy river. *Mnogoletnemerzlye gornye porody razlichnykh rayonov SSSR*. Permafrost rocks of various regions of the USSR. Moscow: RAS, 1963: 166–178. [In Russian].
29. Shepelev V.V. *Nadmerzlotnye vody kriolitozony*. Permafrost waters of cryolithozone. Novosibirsk: «Geo», 2011: 169 p. [In Russian].
30. Anisimova N.P. *Kriogidrokhimicheskie ocoennosti merzloy zony*. Cryogydrogeochemical features of frozen zone. Novosibirsk: Nauka, 1981: 153 p. [In Russian].
31. Galanin A.A., Olenchenko, V.V., Khristoforov I.I., Severskiy E.V., Galanina A.A. Highly dynamic rock glaciers of Tien Shan. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2017, XXI (4): 58–74. [In Russian]
32. Pewe T.L., Journaux A. Origin and character of loess-like silt in unglaciated south-central Yakutia, Siberia, U.S.S.R. Geological survey. Professional paper 1262. Washington: United States Government Printing Office, 1983: 46 p.
33. Yuan F., Sheng Y., Yao T., Fan C., Li J., Zhao H., Lei Y. Evaporative enrichment of oxygen-18 and deuterium in lake waters on the Tibetan Plateau. *Journ. of Paleolimnology*. 2011, 46 (2): 291–307. dx.doi.org/10.1007/s10933-011-9540-y.
34. Galanin A.A. The aeolian-cryogenic origin of the inter-permafrost taliks and underground water sources in Central Yakutia. Cold-region hydrology in non-stationary world. Yakutsk: Melnikov Permafrost Institute Press, 2017: 19–25.
35. Hiyama T., Asai K., Kolesnikov A.B., Gagarin L.A., Shepelev V.V. Estimation of the residence time of permafrost groundwater in the middle of the Lena River basin, Eastern Siberia. *Environmental Research Letters*. 2013, 8: 035040 (9 p.). doi: 10.1088/1748-9326/8/3/035040.

Морские, речные и озёрные льды

УДК 551.326.7

<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-3-385>

Оценка возраста гряд торосов в замерзающих морях

© 2019 г. Е.У. Миронов*, В.С. Порубаев

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

*mir@aari.ru

Estimation of the age of ice hummocks in the freezing seas

E.U. Mironov*, V.S. Porubaev

Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

*mir@aari.ru

Received August 29, 2018 / Revised January 14, 2019 / Accepted 22 March, 2019

Keywords: *Arctic seas, consolidated layer, ice-covered seas, ice regime, ice ridges.*

Summary

A method of estimating the ice ridge age proposed in the 1990s was analyzed and some disadvantages of this method were shown. Analysis of the ice thickness distribution in the ice ridges demonstrated that in many cases the average value of the thickness used in the above mentioned method did not correspond to the thickness of an ice floe of which the ice blocks were formed. The ice floe thickness is characterized by the modal value of the ice thicknesses. After the ice ridge has been formed the ice block thickness in its above-water part does not change while the thickness of the ice floe on which the ice ridge is located continues to increase. Our study has shown that the difference between thickness of the plane ice and the modal value of the ice block thickness may be used as a characteristic of the ice growth for the period of the ice ridge existence. This period can be determined by one of the calculation formulas at the known initial and final ice thickness. Calculation by formula of the ice growth thickness make possible to derive the date of ice ridge formation based on the average air temperatures. The updated method of estimating the time of ice ridge formation can be used for the ice-covered seas. Analysis of the estimated ice ridge ages showed a significant dependence of thickness of the minimal consolidated layer on the time of the ice ridge formation. A comparative analysis of (the) ages of ice ridges and the flexural strength of ice samples made it possible to determine important tendency – the increased ice strength in ice ridges of early formation. This allows us in further studies to derive a formula of relationship between an ice ridge age and a strength of its ice. In some cases the ice strength measurement in ice ridges can be replaced by a less laborious estimating of strength basing on data of the age.

Citation: Mironov E.U., Porubaev V.S. Estimation of the age of ice hummocks in the freezing seas. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2019. 59 (3): 355–362. [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-3-385>.

Поступила 29 августа 2018 г. / После доработки 14 января 2019 г. / Принята к печати 22 марта 2019 г.

Ключевые слова: *арктические моря, гряды торосов, замерзающие моря, консолидированный слой, ледовый режим.*

Предложен уточнённый способ определения возраста гряды торосов на основе сравнения модальной толщины блоков льда, слагающих её надводную часть, и толщины поля ровного льда, на котором расположена гряда в момент измерений. Возраст гряды торосов связан с толщиной консолидированного слоя. Установлена важная тенденция – для торосов раннего образования характерна повышенная прочность льда на изгиб.

Введение

В связи с активным освоением континентального шельфа в арктических и замерзающих морях в последние два десятилетия стали активно вести исследования морского льда, который представляет собой основной фактор воздействия на гидротехнические сооружения [1]. Особое внимание уделялось исследованиям мор-

фометрических характеристик ледяных образований, физико-механических свойств льда и динамики ледяного покрова [2–5]. Уже в первые годы освоения месторождений шельфовых морей стало понятно, что существующих знаний о ледовом режиме морей недостаточно. Необходимо было детализировать сведения об особенностях пространственно-временной изменчивости различных параметров ледяного покрова в локаль-

ных районах, определить и уточнить связи между различными характеристиками ледяных объектов.

При проектировании и строительстве объектов обустройства углеводородных месторождений необходимо учитывать потенциальные ледовые нагрузки, которые могут возникать от воздействия ледяных полей с мощными грядами торосов. Величина ледовой нагрузки зависит от геометрических размеров гряд торосов, прочности их льда, а также толщины консолидированного слоя. Возраст гряды тороса может быть косвенной характеристикой прочности льда гряд торосов, при этом его оценка — менее трудоёмкая процедура по сравнению с определением прочности ледяного образования. Цель настоящего исследования — разработка более детального способа определения возраста гряд торосов, что в дальнейшем позволит по этой характеристике косвенно оценивать прочность и толщину консолидированного слоя гряд торосов. Это будет способствовать более детальному изучению ледового режима локальных районов.

Впервые способ определения возраста торосов был предложен в работе С.П. Бекецкого [6] по данным наблюдений в Охотском море. В основу способа положено предположение, что толщина ледяных блоков, составляющих надводную часть гряды тороса (парус), не увеличивается с момента его образования. В этом способе возраст тороса определяется по нарастанию толщины ровного льда за период с момента образования тороса до момента проведения измерений толщины ледяных блоков. В расчёте используются средняя толщина ледяных блоков тороса и толщина ровного льда, окружающего торос в момент измерения параметров тороса. Кроме того, учитывается число градусо-дней мороза, которое определило величину нарастания ровного льда за этот период. Расчёты позволяют установить время образования гряды тороса, по которому и оценивается её возраст. Способ, предложенный С.П. Бекецким, имеет один существенный недостаток: средняя толщина ледяных блоков в большинстве случаев отличается от толщины ровного льда во время образования гряды тороса. Это объясняется тем, что вклад в среднюю толщину блоков дают сморозы отдельных льдин и блоки, образовавшиеся при повторном торшении льда замёрзшего разводья возле гряды тороса.

При расчёте возраста гряды тороса необходимо использовать модальную толщину ледяных блоков, которая указывает на толщину ледяного поля при торосообразовании, так как наибольшую повторяемость имеет градация толщины ледяных блоков, образовавшихся при деформации данного ледяного поля. Иногда распределение имеет две или три моды. В этом случае мода, соответствующая толщине ледяного поля, определяется при анализе распределения толщины ледяных блоков. Кроме того, необходимо, как указывалось ранее, определить нарастание толщины ровного льда за период существования гряды тороса. Расчёт толщины ровного льда возможен как с использованием термодинамических моделей, так и на основе эмпирических формул.

Термодинамическое моделирование ледяного покрова получило широкое развитие в 1960–70-е годы с появлением ЭВМ. Математические модели формирования ледяного покрова на протяжении предшествующих десятилетий рассматриваются во многих работах. Из работ, имеющих отношение к данной теме, можно привести статьи [7–10], где представлены модели, которые позволяют рассчитать толщину ровного льда, описать формирование гряд торосов, дают возможность оценить его консолидированный слой. В нашем случае предпочтительнее использовать полуэмпирические зависимости, так как возраст торосов необходимо оценивать в локальных районах и в полевых условиях.

Методика исследований

Распределение толщины ледяных блоков в парусе гряды тороса. Гряды торосов образуются в дрейфующем ледяном покрове, когда в движение вовлекается большая масса сплочённого льда. Неравномерность скорости дрейфа приводит к возникновению сжатий в ледяном покрове, в результате ледяные поля разрушаются и образуются гряды торосов. Они начинают формироваться в ледяном покрове главным образом, когда ледяные поля достигают возраста серо-белого льда толщиной 15–30 см. При сжатиях в ледяном покрове толщиной 10–15 см преобладают процессы наложения льда. Опыт исследования гряд торосов показал, что в арктических и замерзающих морях преобладает одномодальное распределение

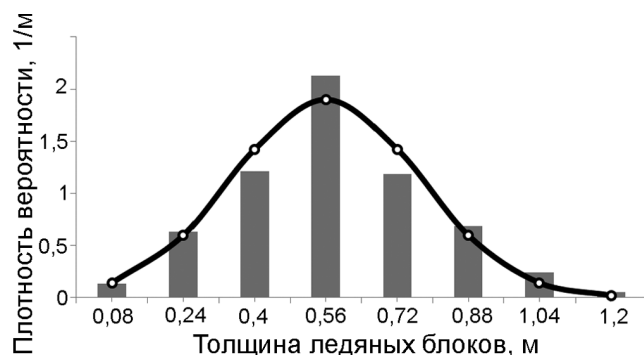


Рис. 1. Плотность вероятности толщины ледяных блоков, слагающих парус гряды тороса.

Гистограмма — эмпирические значения, кривая — теоретические значения

Fig. 1. Distribution of the thickness probability density of ice blocks, comprising the ice ridge sail.

Histogram — empirical values, curve — theoretical values

толщины ледяных блоков и именно мода определяет толщину ледяного поля во время торосения. В качестве примера на рис. 1 показан график плотности вероятности толщины ледяных блоков по данным измерений в Байдарацкой губе Карского моря весной 2010 г. [11].

Распределение рассчитано по данным, полученным на нескольких грядах торосов. Группа гряд торосов сформировалась на относительно небольшой площади ледяного покрова в одинаковых ледовых и гидрометеорологических условиях, что позволило рассматривать данные по толщине ледяных блоков как единое множество. Данное распределение хорошо описывается логнормальной функцией

$$f(x) = \frac{1}{bx\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{(\ln x - a)^2}{2b^2}\right).$$

Параметры a и b логнормальной функции распределения связаны с математическим ожиданием m и коэффициентом вариации C :

$$a = \ln \frac{m}{\sqrt{1+C^2}}, \quad b = \sqrt{\ln(1+C^2)}.$$

Этой же функцией хорошо описывается плотность вероятности и других характеристик ледяных образований в арктических и замерзающих морях (Каспийское, Охотское) — высоты парусов, глубины килей гряд торосов [12, 13]. Плотность вероятности толщины ледяных блоков имеет положительную асимметрию (см.

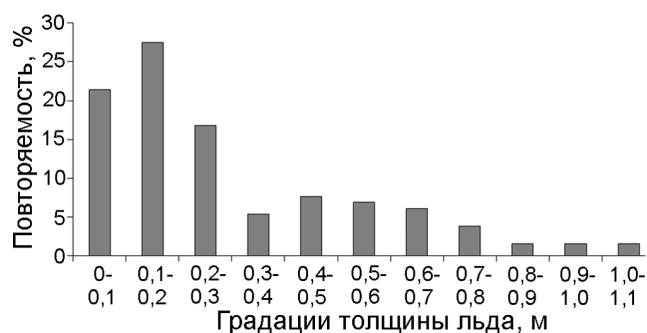


Рис. 2. Гистограмма распределения толщины ледяных блоков в парусе тороса

Fig. 2. Histogram of the thickness distribution of ice blocks in the ice ridge sail

рис. 1). Сморози ледяных блоков вносят существенный вклад в правую часть распределения, и она оказывается длиннее части распределения, расположенной левее центра группирования. Средняя толщина ледяных блоков равна 60 см, а модальная толщина составляет 56 см, что соответствует толщине ледяного поля. В данном случае отличие средней толщины ледяных блоков от модального значения незначительно, но встречаются случаи, когда среднее значение существенно отличается от моды.

На рис. 2 показана гистограмма распределения толщины ледяных блоков в парусе тороса, исследованного в Байдарацкой губе Карского моря в 2010 г. Как видно из рис. 2, распределение имеет две моды. Первая мода находится в градации 0,1–0,2 м, вторая — в градации 0,4–0,5 м. *Первая мода* толщины ледяных блоков соответствует толщине льда замёрзшего разводья возле гряды тороса. Подобные разводья нередко появляются после формирования гряды тороса, а при повторном сжатии их лёд разрушается, образуя блоки тонкого льда. Такие ледяные блоки преобладают по количеству, однако из-за небольших размеров суммарный объём их льда сравнительно невелик. *Вторая мода* распределения указывает на толщину ледяного поля спокойного термического нарастания, из которого образовалась гряда тороса. Вклад в распределение толщины вносили также и сморози льда.

Наблюдения показали, что монолитными были ледяные блоки с толщиной до 60 см. Более толстые ледяные блоки представляют собой сморози нескольких ледяных блоков. После образования гряды тороса толщина ледяных бло-

ков в парусе не изменяется, в то время как толщина ледяного поля, на котором расположена гряда, продолжает увеличиваться. Средняя толщина ледяного поля в момент исследования параметров гряды тороса определяется по данным измерений толщины ровного льда возле гряды тороса. Разность между толщиной ровного льда и модальным значением толщины ледяных блоков даёт величину нарастания льда за период существования гряды тороса.

Определение толщины льда спокойного термического нарастания. Для измерения толщины ровного льда выбирается полигон на некотором расстоянии от торосов, так как вблизи торосов ледяной покров часто деформирован. Согласно методике измерений, полигон размечается в виде треугольника со сторонами 25 м. Толщина льда измеряется в скважинах через 5 м. Выполнено 15 измерений. При необходимости иметь большее число измерений сторона треугольника увеличивается до 50 м. В этом случае толщина льда определяется с помощью специального механического измерителя, который поддерживается на тросе, погружается в скважину и прижимается своей плоскостью к нижней поверхности льда. Точность измерения — 1–2 см. Выполняется несколько измерений, а толщину ледяного поля характеризует среднее значение толщины льда на полигоне.

К моменту исследования параметров гряды тороса в Байдарацкой губе Карского моря в 2010 г. толщина полей ровного льда составляла 140 см, а при образовании рассматриваемой гряды тороса она была равна 45 см. Прирост толщины ровного льда составил 95 см. Такое нарастание обусловлено преимущественно суммой градусо-дней мороза за прошедший период. Полученные данные позволяют определить дату образования гряды тороса.

Определение даты образования гряды тороса. Толщина ледяных блоков, слагающая надводную часть тороса, — один из основных индикаторов даты образования гряды тороса. Установить время формирования гряды тороса можно с помощью архива ледовых карт. По ним определяется дата, когда ледяной покров в месте формирования тороса имел толщину, равную модальной толщине ледяных блоков гряды тороса. Для выяснения места формирования тороса необходим анализ поля фактического дрей-

фа льда. Такой способ может давать большую ошибку, так как ледовые карты показывают возраст льда, которому соответствует определённая градация толщины. По возрасту льда можно определить лишь диапазон толщины льда, что может быть источником ошибки при оценке конкретной толщины ровного льда.

Дату торосообразования можно определить также на основании расчёта периода времени от начала ледообразования до даты, когда толщина ледяного поля будет равна толщине ледяных блоков. Однако в этом случае точность определения даты начала ледообразования невелика и расчёты также могут иметь большую погрешность. Более приемлемое определение даты торосообразования — способ, основанный на расчёте периода времени от момента торосообразования до момента исследования гряды тороса. Этот период определяется при использовании модальной толщины ледяных блоков, средней толщины ледяного поля и температуры воздуха за этот период. Теплофизические характеристики льда и снега, по которым рассчитывается увеличение толщины ледяного поля, учитываются путём использования эмпирического коэффициента. Температура воздуха устанавливается по данным ближайшей гидрометеорологической станции или используются данные реанализа температуры воздуха. По продолжительности рассчитанного периода находится дата формирования гряды тороса.

При определении даты формирования гряд торосов необходимо учитывать особенности ледового режима конкретного района моря. Например, для восточного шельфа о. Сахалин характерен устойчивый однонаправленный дрейф льда с севера на юг вдоль побережья [2]. Многие гряды торосов, исследованные на восточном шельфе о. Сахалин, образовались в Охотском море к северу от района исследования и появились здесь в результате дрейфа льда.

В арктических морях преобладает ветровой дрейф льда, который в зависимости от синоптической ситуации меняет свое направление. Поэтому здесь место образования гряд торосов в пределах одного холодного сезона расположено не так далеко от места, где исследуются гряды, а температура воздуха в локальном районе будет практически одинаковой. Способ оценки возраста относится к грядам торосов, образовав-

шихся в текущем ледовом сезоне. Двухлетние гряды торосов в арктических морях встречаются редко, и для них достаточно указать, что они уже прошли один период таяния.

Нередко в расчётах для отдельных пунктов используют эмпирические зависимости толщины льда от температуры воздуха. Для расчёта толщины льда на пространствах арктических морей можно использовать формулу Н.Н. Зубова [14], в основу которой положены сумма градусо-дней мороза за период нарастания льда и начальная толщина ледяного покрова. Однако расчёт по формуле Зубова ведётся без учёта снежного покрова. Формулы Ю.П. Доронина [15] и В.А. Спичкина [16] имеют общее физическое обоснование. Толщина льда при этом определяется температурой воздуха, толщиной снега и теплофизическими характеристиками льда и снега, но в формуле Доронина не учитывается пространственно-временная изменчивость теплопроводности снега.

Хорошие результаты по расчёту толщины льда даёт формула В.А. Спичкина. Эта формула на протяжении десятилетий использовалась в практике и показала хорошие результаты расчёта толщины ровного льда. Среднее отклонение расчётных значений от фактических для максимальной толщины льда за сезон на разных морских гидрометеорологических станциях находится в диапазоне 5–10 см с разным знаком. Формула В.А. Спичкина имеет следующий вид:

$$h_{\text{л}} = -m + \sqrt{(m + h_0)^2 - 405 \sum_{i=0}^1 \overline{T_a}}. \quad (1)$$

Толщина льда $h_{\text{л}}$ рассчитывается с использованием среднемесячной температуры воздуха $\overline{T_a}$, начальной толщины льда h_0 и эмпирического коэффициента m . Коэффициент m учитывает средний сезонный ход толщины и теплопроводности снежного покрова и льда в зависимости от конкретного района моря. Формула (1) позволяет рассчитывать толщину льда на любой момент осенне-зимнего сезона в арктических морях. При начальной толщине льда спокойно-го термического нарастания равной 45 см толщина ледяного поля, на котором расположена гряда тороса, составила 140 см. Подставляем в формулу $h_{\text{л}} = 140$ см, $h_0 = 45$ см и рассчитываем сумму средних температур, при которой равенство (1) выполняется. Далее — по данным метеостанций —

переходим к дате. Расчёты показали, что гряда тороса образовалась в середине декабря 2009 г.

После образования гряды тороса ледяные блоки ниже уровня воды смерзаются, формируя консолидированный слой. К концу холодного сезона многие гряды торосов имеют разную толщину консолидированного слоя. Толщина его нарастает под воздействием отрицательных температур воздуха и зависит от продолжительности существования гряды тороса. Чем раньше образовалась гряда тороса, тем больше в ней будет толщина консолидированного слоя. Отметим, что на рост толщины консолидированного слоя влияют и другие факторы [17], поэтому гряды торосов, образовавшиеся одновременно, могут иметь разную толщину консолидированного слоя. Это также необходимо учитывать при оценке толщины консолидированного слоя гряд торосов.

Результаты исследований

Зависимость толщины консолидированного слоя гряды тороса от даты его образования.

Практически во всех случаях ледяные блоки, вмёрзшие в консолидированный слой, выходят за его поверхность. За счёт таких блоков толщина консолидированного слоя увеличивается. Такое увеличение происходит не за счёт термического фактора, а за счёт длины и толщины замороженных в слой ледяных блоков. Значение толщины консолидированного слоя по данным термобурения, когда бур проходит между блоками, соответствует толщине, сформировавшейся под действием термического фактора. В большинстве случаев это — минимальные значения толщины консолидированного слоя по данным термобурения. Чем раньше образовалась гряда тороса, тем больше в нём толщина консолидированного слоя, сформированная за счёт термического фактора. На рис. 3 показана зависимость минимальной толщины консолидированного слоя от времени образования гряды тороса по данным экспедиционных работ в Байдарацкой губе Карского моря весной 2010 г.

Анализ рис. 3 показывает, что зависимость толщины консолидированного слоя от даты образования гряды тороса хорошо аппроксимируется линейным законом. Коэффициент корреляции зависимости достаточно высокий и

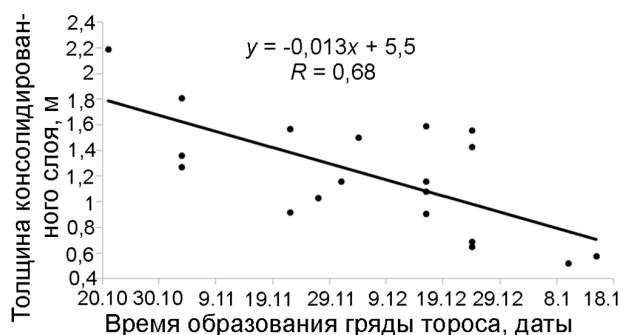


Рис. 3. Зависимость толщины консолидированного слоя от времени образования гряды тороса

Fig. 3. Dependence of the consolidated layer thickness on the time of ice ridge formation

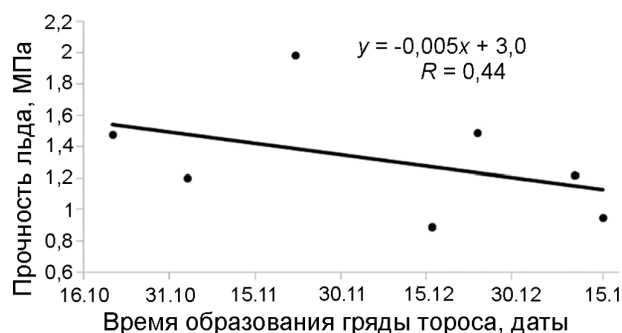


Рис. 4. Зависимость прочности на изгиб гряды тороса от времени его образования

Fig. 4. Dependence of the flexural strength of ice ridge on the time of its formation

равен 0,68. Гряды торосов, сформировавшиеся в конце холодного сезона, имеют толщину консолидированного слоя меньше, чем толщина льда спокойного термического нарастания, что вполне ожидаемо. Гряды торосов, которые образовались в начале холодного сезона, имеют толщину консолидированного слоя больше толщины ровного льда. Это объясняется тем, что консолидированный слой расположен в основном в киле гряды тороса. Из-за невысокой пористости киле объём воды в нём сравнительно невысокий. Поэтому промерзание в грядах торосов раннего образования проникает на несколько большую глубину по сравнению с промерзанием в районе ровного льда. При этом чем больше киль гряды тороса, тем на большую глубину будет распространяться промерзание в киле.

Сравнительный анализ возраста торосов и прочности льда. Прочность льда рассмотрим на примере гряд торосов, исследованных в Байдарской губе в мае 2010 г. Существуют различные характеристики прочности льда. В данном случае рассматривается прочность на изгиб образцов льда [18]. Образцы брались в последовательных слоях льда в гряде тороса от поверхности воды до глубины около 1 м. Прочность льда зависит от его структурных особенностей. В образцы попадал главным образом консолидированный слой гряд торосов, который также имеет структурную неоднородность.

Существует несколько факторов, от которых зависит прочность льда гряды тороса. Прочность образцов изменяется в широких пределах и зависит как от условий нарастания ровного льда, из которого потом образуются ледяные блоки,

так и от условий формирования консолидированного слоя гряды тороса. При торосообразовании ледяные блоки и вновь замёрзшая морская вода между блоками формируют консолидированный слой. Один из существенных факторов, от которого зависит прочность гряды тороса, — солёность льда. В ледяных блоках солёность будет меньше, так как соль с течением времени покидает лёд, а в недавно замёрзшей воде соли больше. Различное содержание соли, наряду с другими факторами, создаёт изменение прочности консолидированного слоя по пространству. Чем дольше существует гряда тороса, тем меньше будет средняя солёность его льда. При уменьшении солёности льда прочность его увеличивается. Максимальная прочность будет в тех слоях льда, где солёность наименьшая при прочих равных условиях. Поэтому следует ожидать повышенную прочность гряд торосов раннего образования. На рис. 4 показана максимальная прочность льда на изгиб в зависимости от даты образования гряды тороса.

Хотя данных мало и связь прочности льда на изгиб с датой образования гряды тороса невысокая при коэффициенте корреляции равном 0,44, но зависимость ледовой характеристики от даты торосообразования прослеживается. Для прочности льда при сжатии такую связь обнаружить не удалось. Основные причины этого — неоднородность льда, сформированная под воздействием нескольких факторов, влияющих на прочность. Кроме того, большую роль играет время определения прочности льда. В нашем случае прочность определялась в мае, когда начались процессы таяния льда и изменения текстуры льда. Образцы

льда отбирали из скважин и поднимали на поверхность. Во время определения их прочности они подвергались солнечному воздействию, что изменяло их температуру и влияло на прочность.

Выводы

Предложен уточнённый способ оценки возраста гряды тороса для определения времени формирования ледяного образования с помощью простых измерений и расчётов. На основе данных по возрасту гряд торосов с применением

эмпирического соотношения можно оценивать толщину консолидированного слоя гряды тороса. Показано, что существует возможность получить зависимость между возрастом гряды тороса и прочностью его льда; это важно при расчётах ледовых нагрузок на сооружения.

Благодарности. Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-05-60109/18.

Acknowledgements. The reported study was funded by RFBR according to the research project № 18-05-60109/18.

Литература

1. Алексеев Ю.Н., Афанасьев В.П., Литонов О.Е., Мансуров М.Н., Панов В.В., Трусков П.А. Ледотехнические аспекты освоения морских месторождений нефти и газа. СПб.: Гидрометеоздат, 2001. 360 с.
2. Астафьев В.Н., Сурков Г.А., Трусков П.А. Торосы и стамухи Охотского моря. СПб.: Изд-во «Прогресс-Погода», 1997. 185 с.
3. Timco G.W., Burden R.P. An analysis of the shapes of sea ice ridges // Cold Region Science and Technology. 1997. V. 25. P. 65–77.
4. Frederking R., Timco G.W., Kamesaki K., Tada H. Review of first-year ridge geometries and properties in Sakhalin region. // Proc. of the Intern. Workshop on Rational Evaluation of Ice Forces on Structures. Mombetsu, Japan, 1999. P. 21–33.
5. Ледяные образования морей Западной Арктики / Ред. Г.К. Зубакин. СПб.: ААНИИ, 2006. 272 с.
6. Beketsky S.P. Method of hummock age determination // Proc. of the 14th Intern. symposium on ice. Ice in Surface Waters. Rotterdam: Balkema, 1998. P. 357–359.
7. Андреев О.М. Термодинамическое моделирование эволюции торосистых образований в Арктическом бассейне // Лёд и Снег. 2011. № 1 (113). С. 69–74.
8. Андреев О.М., Иванов Б.В. Применение одномерной термодинамической модели для расчета толщины ровного льда и интенсивности промерзания торосов для условий Северного Каспия // Метеорология и гидрология. 2012. № 1. С. 50–56.
9. Марченко А.В. Влияние консолидации торосов на тепловые потоки из океана в атмосферу // Тр. ААНИИ. 2003. Т. 446. С. 150–164.
10. Hoyland K.V. Simulations of the consolidations process in first-year ice ridges // Cold Regions Science and Technology. 2002. № 34. P. 143–158.

References

1. Alexeev U.N., Afanas'ev V.H., Litonov O.E., Mansurov M.N., Panov V.V., Truskov P.A. Ledotekhnicheskie aspekty osvoeniya morskikh mestorozhdeniy nefi i gaza. Ice engineering aspects of offshore oil and gas fields development. Saint Petersburg: Hydrometeoizdat, 2001: 360 p. [In Russian].
2. Astaf'ev V.N., Surkov G.A., Truskov P.A. Torosy i stamukhi Okhotskogo morya. Ice ridges and stamukhas of Okhotsk Sea. Saint Petersburg: «Progress-Pogoda», 1997: 185 p. [In Russian].
3. Timco G.W., Burden R.P. An analysis of the shapes of sea ice ridges. Cold Region Science and Technology. 1997, 25: 65–77.
4. Frederking R., Timco G.W., Kamesaki K., Tada H. Review of first-year ridge geometries and properties in Sakhalin region. Proc. Intern. Workshop on Rational Evaluation of Ice Forces on Structures. Mombetsu, Japan, 1999: 21–33.
5. Ledyanye obrazovaniya morey Zapadnoy Arktiki. Ice formations in the seas of the Western Arctic. Saint Petersburg: AARI, 2006: 272 p. [In Russian].
6. Beketsky S.P. Method of hummock age determination. Proc. Intern. 14th symposium on ice. Ice in Surface Waters. Rotterdam, Balkema, 1998: 357–359.
7. Andreev O.M. Thermodynamic modeling of the evolution of hummock formations in the Arctic basin. Led i Sneg. Ice and Snow. 2011, 1 (113): 69–74. [In Russian].
8. Andreev O.M., Ivanov B.V. Application of a one-dimensional thermodynamic model for calculating the thickness of level ice and the intensity of frost penetration of ice ridges for the conditions of the Northern Caspian. Meteorologiya i Gidrologiya. Meteorology and Hydrology. 2012, 1: 50–56. [In Russian].
9. Marchenko A.V. The impact of the consolidation of hummocks on heat flows from the ocean to the atmosphere Trudy AANII. Proc. of the AARI. 2003, 446: 150–164. [In Russian].
10. Hoyland K.V. Simulations of the consolidations process in first-year ice ridges. Cold Regions Science and Technology. 2002, 34: 143–158.
11. Mironov E.U., Smirnov V.N., Turiakov A.B., Verbitskaya O.A. The study of ice formations and characteristics of plowing

11. Миронов Е.У., Смирнов В.Н., Тюряков А.Б., Вербицкая О.А. Исследование ледяных образований и параметров экзарации морского дна в Байдарацкой губе для обеспечения строительства подводного трубопровода // Тр. 10-й Междунар. конф. RAO'11. СПб. Химиздат, 2011. С. 185–190.
12. Миронов Е.У., Порубаев В.С. Морфометрические параметры торосов и стамух по данным экспедиционных исследований в северо-западной части Каспийского моря // Метеорология и гидрология. 2011. № 5. С. 68–76.
13. Миронов Е.У., Порубаев В.С. Статистическая модель морфометрии гряды тороса на северо-восточном шельфе о. Сахалин // Лёд и Снег. 2012. № 3 (119). С. 67–72.
14. Zubov N.N. *L'dy Arktiki*. М.: изд. Главсевморпути, 1945. 360 с.
15. Доронин Ю.П. Тепловое взаимодействие атмосферы и гидросферы в Арктике. Л.: Гидрометеоздат, 1969. 299 с.
16. Гудкович З.М., Кириллов А.А., Ковалев Е.Г., Сметанникова А.В., Спичкин В.А. Основы методики долгосрочных ледовых прогнозов для арктических морей. Л.: Гидрометеоздат, 1972. 348 с.
17. Павлов В.А., Корнишин К.А., Ефимов Я.О., Миронов Е.У., Гузенко Р.Б., Харитонов В.В. Особенности развития консолидированного слоя гряд торосов в морях Карском и Лаптевых // Нефтяное хозяйство. 2016. № 11. С. 49–54.
18. Смирнов В.Н., Шушлебин А.И., Ковалев С.М., Шейкин И.Б. Методическое пособие по изучению физико-механических характеристик ледяных образований как исходных данных для расчета ледовых нагрузок на берега, дно и морские сооружения. СПб.: ААНИИ. 2011. 178 с.
- of the seabed in Baidaratskaya lip for the construction of underwater pipeline. *Trudy 10 Mezhdunarodnoy konferentsii RAO'11*. Proc. of the 10th RAO'11 intern. confe. Saint Petersburg: Khimizdat, 2011: 185–190. [In Russian].
12. Mironov E.U., Porubaev V.S. Morphometric parameters of ice ridges and stamukhas according to field research in the North-Western part of the Caspian Sea. *Meteorologiya i Gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 2011, 5: 68–76. [In Russian].
13. Mironov E.U., Porubaev V.S. A statistical model of morphometry of the ice ridges on the North East Sakhalin shelf. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2012, 3 (119): 67–72. [In Russian].
14. Zubov N.N. *L'dy Arktiki*. The Arctic Ice. Moscow: Glavsevmorput', 1945: 360 p. [In Russian].
15. Doronin Yu.P. *Teplovoe vzaimodeystvie. atmosfery i gidrosfery v Arktike*. Thermal interaction of the atmosphere and hydrosphere in the Arctic. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1969: 299 p. [In Russian].
16. Gudkovich Z.M., Kirillov A.A., Kovalev E.G., Smetannikova V.A., Spichkin V.A. *Ocnovy metodiki dolgosrochnykh ledovykh prognozov dlya arkticheskikh morey*. Fundamentals of the methodology for long-term ice forecasts for the Arctic seas. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1972: 348 p. [In Russian].
17. Pavlov V.A., Kornishin K.A., Efimov, Y. O., Mironov E.U., Guzenko, R.B., Kharitonov V.V. Features of development of the consolidated layer of ice ridges in the Kara and Laptev seas. *Neftyanoe Khozyaystvo*. Oil Industry. 2016, 11: 49–54. [In Russian].
18. Smirnov V.N., Shushlebin A.I., Kovalev S.M., Sheykin I.B. *Metodicheskoe posobie po izucheniyu fiziko-mekhanicheskikh kharakteristik ledyanykh obrazovaniy kak iskhodnykh dannykh dlya rascheta ledovykh nagruzok na berega, dno i morskije sooruzheniya*. Methodical manual on the study of physical and mechanical characteristics of ice formations as initial data for the calculation of ice loads on the shore, bottom and sea structures. Saint Petersburg: AARI, 2011: 178 p. [In Russian].

Химический, изотопный и газовый состав однолетнего морского льда по данным кернов дрейфующих станций БАРНЕО за 2013–2015 гг.

© 2019 г. А.И. Кизяков^{1*}, И.Д. Стрелецкая¹, А.В. Савенко¹, И.А. Крайнюкова², И.В. Токарев²

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

²Ресурсный центр «Рентгено-дифракционные методы исследования», Научный парк Санкт-Петербургского государственного университета, Санкт-Петербург, Россия

*akizyakov@mail.ru

Chemical, isotopic and gas composition of the first-year sea ice in 2013–2015 from the data of cores taken at the BARNEO drifting stations

A.I. Kizyakov^{1*}, I.D. Streletskaia¹, A.V. Savenko¹, I.A. Krainyukova², I.V. Tokarev²

¹Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia;

²Center of X-ray diffraction studies at the Research park of Saint-Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

*akizyakov@mail.ru

Received August 22, 2018 / Revised January 11, 2019 / Accepted March 22, 2019

Keywords: Arctic, Arctic Ocean, chemical and gas composition, isotopic composition, sea ice.

Summary

As a result of the work performed at the BARNEO drifting stations (2013–2015 in the polar region of the Arctic ocean), a comprehensive testing was carried out and new data were obtained on the structure of one-year sea ice, its salinity, the distribution of ions of water-soluble salts, and the content of isotopes $\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$ within the ice thickness and snow falling on the ice surface. The composition of gas inclusions in the ice was also determined. The distribution of electrical conductivity across the ice thickness, determined by analysis of the cores with a length of 175–178 cm, is typical for such ice – it decreases from top to bottom with two maxima on the lower and upper boundaries of the ice. This is typical characteristic of the first-year sea-ice. Snow cover is characterized by a significant increase in electrical conductivity at the contact with the underlying ice. The chemical composition of the investigated ice-cores and the ratio between its components are similar to the composition of the sea water, although the concentrations of all components are lower than in the initial solution. The composition of gas inclusions in the ice does closely correspond to the atmospheric air, and it practically does not change in depth. The isotopic composition in the cores becomes heavier towards the bottom of the ice. This allows conclusion of a gradual decrease in the contribution of water with a light isotopic composition. The change in the isotopic composition along the ice depth, with the separation of zones with more light isotopes, reflects the changing temperature conditions of ice accumulation (with low isotopic fractionation at rapid freezing under the large temperature gradient) and regional features of the isotopic composition of sea waters in which the ice drift takes place. Salinization of the snow horizon lying on the ice surface provides a possibility of the sea salt transportation not only from surface of open water, but also from the surface of sea ice. This may be used for paleogeographic reconstructions in the Arctic using the analysis of the composition of massive vein ice.

Citation: Kizyakov A.I., Streletskaia I.D., Savenko A.V., Krainyukova I.A., Tokarev I.V. Chemical, isotopic and gas composition of the first-year sea ice in 2013–2015 from the data of cores taken at the BARNEO drifting stations. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2019. 59 (3): 363–376. [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-3-387>.

Поступила 22 августа 2018 г. / После доработки 11 января 2019 г. / Принята к печати 22 марта 2019 г.

Ключевые слова: Арктика, изотопный состав, морской лёд, Северный Ледовитый океан.

На дрейфующих станциях БАРНЕО-2013–2015 гг. в районе Северного полюса исследованы керны морских льдов, а также образцы льда, снежного покрова, подлёдной морской воды, определён состав газовых включений во льду. Получены новые данные о строении морского льда, его солёности, распределении ионов водно-растворимых солей и содержании изотопов $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в толще льда и снега, выпадающего на поверхность льда.

Введение

Морской лёд состоит из кристаллов пресного льда, рассола, пузырьков воздуха и примесей [1]. Текстурные особенности льда, распределение

его солёности по вертикали зависят от солёности воды, скорости образования льда, интенсивности перемешивания воды и возраста льда. Состав и температура морской воды и нижних слоёв атмосферного воздуха определяют теп-

лофизические свойства морского льда. Для построения более совершенных теплофизических моделей необходимо знание переменных параметров: структуры, состава, солёности и других особенностей морского льда [2]. Отметим, что объём натурных комплексных наблюдений за формированием химического состава, соотношением ионов солей, составом газовых включений во льду сравнительно небольшой [1, 3, 4]. Годичные данные по изменению изотопного состава дрейфующего льда на станции «Северный Полюс-23» за год опубликованы в работе [5]. Литература по изотопному составу морских льдов частично обобщена в монографии [6]. Изучение распределения стабильных изотопов кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) и водорода ($\delta^2\text{H}$) в толще природных льдов — один из методов изучения условий их образования. Этот метод широко применяется для исследования объектов гидро- и криосферы [6]. Изотопный состав морских льдов используется для определения происхождения и строения водных масс арктических морей [7]. Недостаточно изучены состав снежного покрова и его роль в формировании верхних горизонтов морского льда.

Цель работы — получение фактических данных по распределению солёности, изотопного и газового состава морских льдов, а также материалов по снежному покрову приполюсного района Северного Ледовитого океана. Эта информация может быть использована для идентификации условий формирования исследуемых объектов. Исследовалось распределение солёности и состава ионов водно-растворимых солей и газовых включений по глубине однолетнего льда, изотопного состава (значения стабильных изотопов водорода $\delta^2\text{H}$ и кислорода $\delta^{18}\text{O}$) морского льда и перекрывающего его снежного покрова. Проведено сравнение химического состава морского льда и снежного покрова со свежеснежными атмосферными осадками.

Район работ

Исследования вели в приполюсном районе Северного Ледовитого океана в составе научной группы Государственного океанографического института имени Н.Н. Зубова в рамках экспедиций БАРНЕО-2013 и 2014 гг. и СП-2015 г.

Дрейфующие лагеря БАРНЕО организованы на крупных ровных ледяных образованиях — льдинах, толщина и линейные размеры которых позволяют подготовить достаточно протяжённую взлётно-посадочную полосу для транспортного самолёта. Этим условиям отвечают однолетние льды, которые начинают формироваться в осенний — начале зимнего периода. В период полевых работ и отбора проб (в апреле) дрейф всех трёх лагерей проходил на расстоянии 40–100 км от Северного полюса (рис. 1). Границы льдов и открытой воды, откуда был возможен перенос морских солей в составе снега в район наблюдений, находились в 2013–2015 гг. в 880–1000 км. Ближайшие свободные ото льда акватории располагались в районе архипелагов Земля Франца-Иосифа и Шпицберген [8].

Полевые работы проводили на крупных однолетних морских льдинах толщиной около 100–170 см. Большие мощности льда были отмечены только на участках торошения льдин, где лёд достигал толщины в несколько метров. Небольшие участки льдины были покрыты равномерным снежным покровом толщиной 30–50 см. Снежный покров на большей площади распределялся неравномерно: участки, практически полностью лишённые снега, соседствовали с тонким снежным настом толщиной 1–5 см, а вблизи гряд торосов отмечались локальные участки аккумуляции снега, где его толщина достигала 100 см.

Методика исследований

Проведено опробование морского льда, снежного покрова и свежеснежных атмосферных осадков. Ручное бурение скважин во льду выполнялось с использованием кольцевого бура и керноотборника Kovacs. КERN документировался, визуально выделяли горизонты льда, отличающиеся по содержанию пузырьков газа и прозрачности льда, и из каждого горизонта отбирался образец. Если чёткие горизонты не определялись, то пробы отбирали через каждые 10 см. КERN делили ручной пилой на сегменты (диски) мощностью, равной толщине выделенных прослоев. Для извлечения газовой фракции кусками льда наполняли 150-миллиметровые шприцы с последующим выделением и консервированием газа методом «headspace» [9].

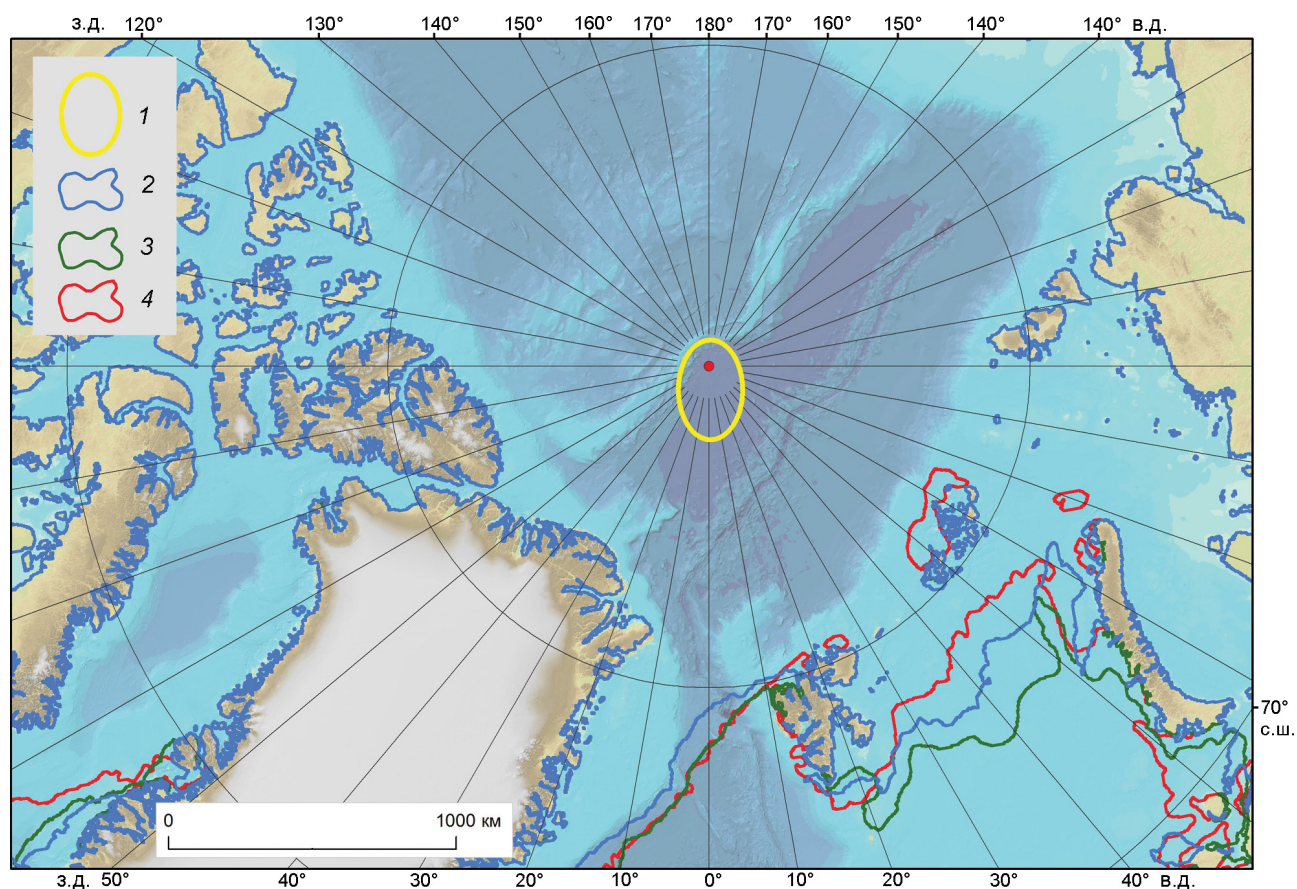


Рис. 1. Положение кромки морских льдов в период проведения полевых работ с опробованием морского льда и снежного покрова, по данным [8].

1 – район дрейфа баз БАРНЕО-2013, БАРНЕО-2014 и БАРНЕО-2015 (СП-2015); положение кромки морских льдов: 2 – на БАРНЕО-2013; 3 – на БАРНЕО-2014; 4 – на СП-2015

Fig. 1. The position of the edge of sea ice during the field work with the testing of sea ice and snow cover according to [8].

1 – area of drift of BARNEO-2013, BARNEO-2014 and BARNEO-2015 (NP-2015); position of sea ice edge during operations: 2 – at BARNEO-2013; 3 – at BARNEO-2014; 4 – at NP-2015

Пробы снежного покрова брали непосредственно из снега, залегающего на поверхности льда с шагом по глубине 5 см. В период наблюдений выпадение снега сопровождалось сильным ветром и метелью, поэтому отделить атмосферные осадки от перевеваемого снега было невозможно. Непосредственно после снегопада выполнено опробование свежавывавшегося мягкого несслежавшегося снега на участках снегонакопления в ветровой тени торосов и неровностей на льдинах. Пробы снега и льда отбирали в полиэтиленовые зип-пакеты с расчётом получить 100–200 мл расплава. Пробы плавили в тех же зип-пакетах при температуре воздуха около 15 °С до полного исчезновения твёрдой фазы. Для контроля источника засоления льда и снега выполнен отбор пробы морской воды батометром из подлёдного слоя.

В комплекс аналитических исследований входило определение: а) электропроводности (солёности) в 223 образцах морского льда из 12 кернов и в 30 образцах снега; б) химического состава в шести образцах морского льда из двух кернов (по три образца из керна), в двух образцах снега и в одном образце подлёдной морской воды; в) изотопного состава в 220 образцах морского льда из 12 кернов, 28 образцах снега и одном образце подлёдной морской воды; г) газового состава воздушных включений во льду из 17 образцов.

Электропроводность и определение pH расплава проводили в полевых условиях с помощью приборов HANNA Instruments. Измеренная электропроводность пересчитана в солёность по тарировочному графику. Разница между минерализацией образцов расплава, измеренной в поле

Результаты исследований

и в лабораторных условиях, для большинства проб составляла не более 0,7 ‰, что вполне достаточно для решения поставленных задач. Анализ химического состава образцов выполнен на кафедре гидрологии суши географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова. Водные растворы сначала фильтровали через мембрану 0,22 мкм, после чего HCO_3^- (щёлочность) определяли объёмным ацидиметрическим методом [10]; концентрация Cl^- , SO_4^{2-} , Na^+ , K^+ , Mg^{2+} и Ca^{2+} — методом капиллярного электрофореза [11]. Относительная погрешность измерений не превышала $\pm 3,3\%$. Минерализация рассчитывалась по сумме концентраций катионов и анионов. Солевой состав образцов сравнивали с составом нормальной морской воды с солёностью 35 ‰ [12].

Газовый состав включений определяли в Ресурсном центре (РЦ) «Методы анализа состава вещества» Научного парка (НП) СПбГУ на хроматомасс-спектрометре GCMS-QP2010Ultra, оборудованном системой для многомерной газовой хроматографии с масс-селективным детектированием. Определение изотопного состава расплава льда и состава газовой фракции во льду выполнены в РЦ «Геомодель» НП СПбГУ на лазерном анализаторе Picarro L2120-i с использованием стандартов МАГАТЭ — V-SMOW-2, GISP и SLAP. Погрешность измерения $\delta^{18}\text{O}$ — 0,2 ‰, $\delta^2\text{H}$ — 1,7 ‰. Поскольку вариация изотопного состава льда в кернах составляет около 3 ‰ по $\delta^{18}\text{O}$, указанная погрешность позволяет решать поставленную задачу.

Текстурные особенности однолетнего морского льда. Опробованный лёд представляет собой слоистую толщу. Далее дано описание характерного строения однолетнего льда на примере одного из кернов, для которого было выполнено комплексное опробование (рис. 2). По текстурным особенностям выделены следующие слои (глубина сверху вниз от поверхности льдины).

1. 0–3 (4) см — мутный белый лёд с большим числом тонких вертикальных и субгоризонтальных пузырьков воздуха диаметром около 0,1 мм и длиной 1–2 мм. Пузырьки круглой формы отсутствуют. Переход к нижележащему слою плавный. Данный слой, вероятно, сформировался при совместном участии замерзания морской воды и снега на поверхности льда при его промачивании.

2. 3 (4)–16 см — более прозрачный слой льда со слабовыраженной слоистостью (толщина прослоев 1–3 см). Пузырьки воздуха собраны в вертикально ориентированные цепочки протяжённостью 10–30 мм. Диаметр пузырьков 0,1–0,5 мм.

3. 16–17,5 см — прослой мутного белёсого льда с большим числом пузырьков. Часть скоплений пузырьков проходит сквозь этот горизонт. Размеры скоплений пузырьков — высота 10–20 мм, толщина 3–10 мм. Скопления состоят из круглых и вертикально вытянутых пузырьков диаметром 0,1–0,7 мм.

4. 17,5–27,5 см — однородная прозрачная толща: а) с вертикальными вытянутыми тонкими пузырьками высотой 5–25 мм; б) со скоплениями более крупных пу-

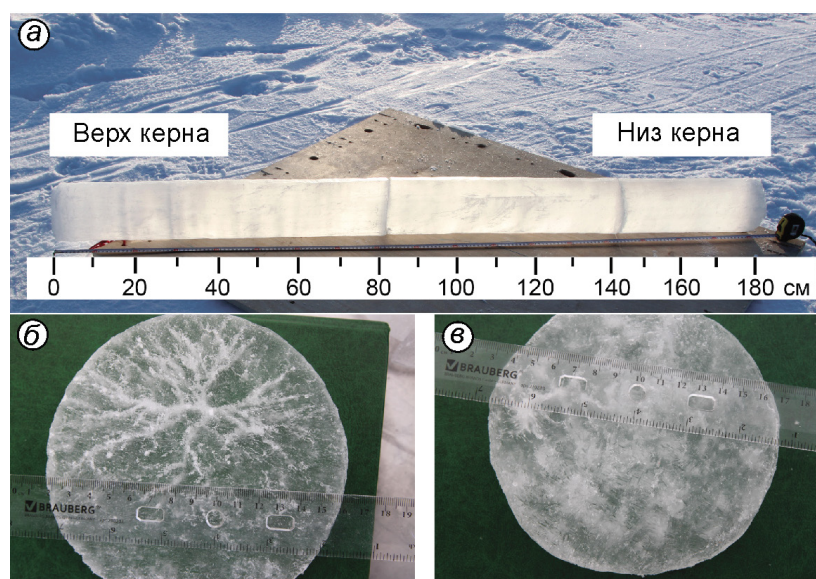


Рис. 2. Фото керна морского льда 15B1: а — общий вид керна длиной 182,5 см; б — срез канала стока рассола на глубине 100–103 см; в — грани кристаллов на глубине 176–179 см

Fig. 2. Photo of a sea-ice core 15B1: а — a general view of the core with 182.5 cm length; б — cutoff of the brine drain channel at a depth of 100–103 cm; в — crystal faces at a depth of 176–179 cm

зырьков, чем в горизонтах 2 и 3, толщиной до 10–12 мм; в) с вертикальными каналами из крупных пузырьков диаметром до 1 мм, длина каналов – до 80–90 мм.

5. 27,5–28,5 см – мутный лёд из-за большого числа пузырьков воздуха, часть скоплений которых начинается выше и проходит ниже подошвы этого слоя.

6. 28,5–179 см – слоистая толща, представляющая собой переслаивание слабо отличающихся друг от друга по прозрачности горизонтов льда. Толщина таких прослоев – от 10 до 20 мм. Чётко выделяющиеся прослои отсутствуют. По всей толщине слоя распределены вертикальные тонкие вытянутые пузырьки, вертикально ориентированные скопления пузырьков и каналы стока. Каналы стока – мощные пузырьки диаметром до 2–3 мм собраны в цепочки длиной до 40–45 см (см. рис. 2, б). Мощные каналы стока расположены на глубинах 35–120 см. Ниже 120 см таких каналов нет, только вертикально вытянутые пузырьки диаметром 0,1–0,5 мм, отдельные скопления размером до 4×12 мм. В нижней части слоя на срезе видны прямолинейные грани (см. рис. 2, в).

7. 179–182,5 см (нижняя кромка льда) – белёсый непрозрачный лёд за счёт большого числа каналов и граней формирующихся кристаллов намерзающего льда на подошве льдины.

Наблюдаемая слоистость льда отражает процесс промерзания в изменчивых условиях термического и вещественного воздействия атмосферы и моря. При повышенных температурах воздуха образовывались более пресные, более монолитные слои, чем при низких температурах, когда лёд захватывает большее число пузырьков воздуха [1]. Кроме того, при повышении температуры интенсифицируется процесс удаления остаточного солевого рассола по каналам стока. Помимо метеорологических условий, слоистость и толщина льдов существенным образом зависят от вертикального распределения температуры и солёности в воде подо льдом.

Электропроводность (солёность). Изменение солёности по глубине морского льда показано на рис. 3, а. Величина электропроводности и характер её распределения по глубине в опробованных ядрах близки. Снежный покров на льдинах практически не содержит солей. Засолен только самый нижний слой снега толщиной 1–3,5 см на границе с поверхностью льда (см. рис. 3, б). Этот хрупкий, легко крошащийся из стенки шурфа слой снега состоит из фрагментов столбиков, пластинок до 4–5 мм в диаметре, сросшихся в агрегаты

до 15 мм (см. рис. 3, в), с большим количеством заполненных воздухом пустот между кристаллами льда. В одном из образцов такого снега зафиксирована солёность 45 ‰. Вероятно, на стадии молодого льда происходил рост «солевых цветов» и их остатки сохранились в нижнем горизонте снежного покрова. Структура этого рыхлого горизонта может быть связана с конструктивным метаморфизмом снега. Солёность морской воды, отобранной в подлёдном слое, составила 30,4 ‰.

Химический состав льда из двух кернов приведён на рис. 4, а и б, где для сравнения даны концентрации ионов водно-растворимых солей в нормальной морской воде, по [12]. Результаты определения химического состава снега представлены на рис. 4, в и г.

Состав газовых включений. С помощью газового анализа определено содержание Ar, O₂, N₂ в воздушных включениях во льду (таблица). Таблица дополнена данными по среднему содержанию газов в морском льду Баренцева моря [3].

Изотопный состав льда и снега. Результаты измерений изотопного состава расплава образцов морского льда и снега представлены на диаграмме в координатах $\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O}$ на рис. 5, а особенности распределения изотопного состава по глубине морского льда на примере двух кернов, пробуренных на соседних льдинах на расстоянии около 500 м, – на рис. 6.

Обсуждение результатов

Электропроводность (солёность). В составе изученных ледовых кернов присутствуют кристаллы чистого льда, включения рассола и газовые пузырьки. Солёность морского льда, определяющаяся поверхностным рассолом и рассолом солевых ячеек, зависит от солёности воды, из которой он образовался, скорости образования льда, состояния моря в период образования льда, возраста льда и его превышения над уровнем моря [1]. Солёность нового льда повышается при понижении температуры воздуха за счёт увеличения скорости образования льда и удержания рассола между кристаллами. Количество рассола, его концентрация и особенности миграции в толще льдины определяются изменяющейся температурой льда.

В распределении электропроводности по глубине льда выделяют два максимума (см. рис. 3, а):

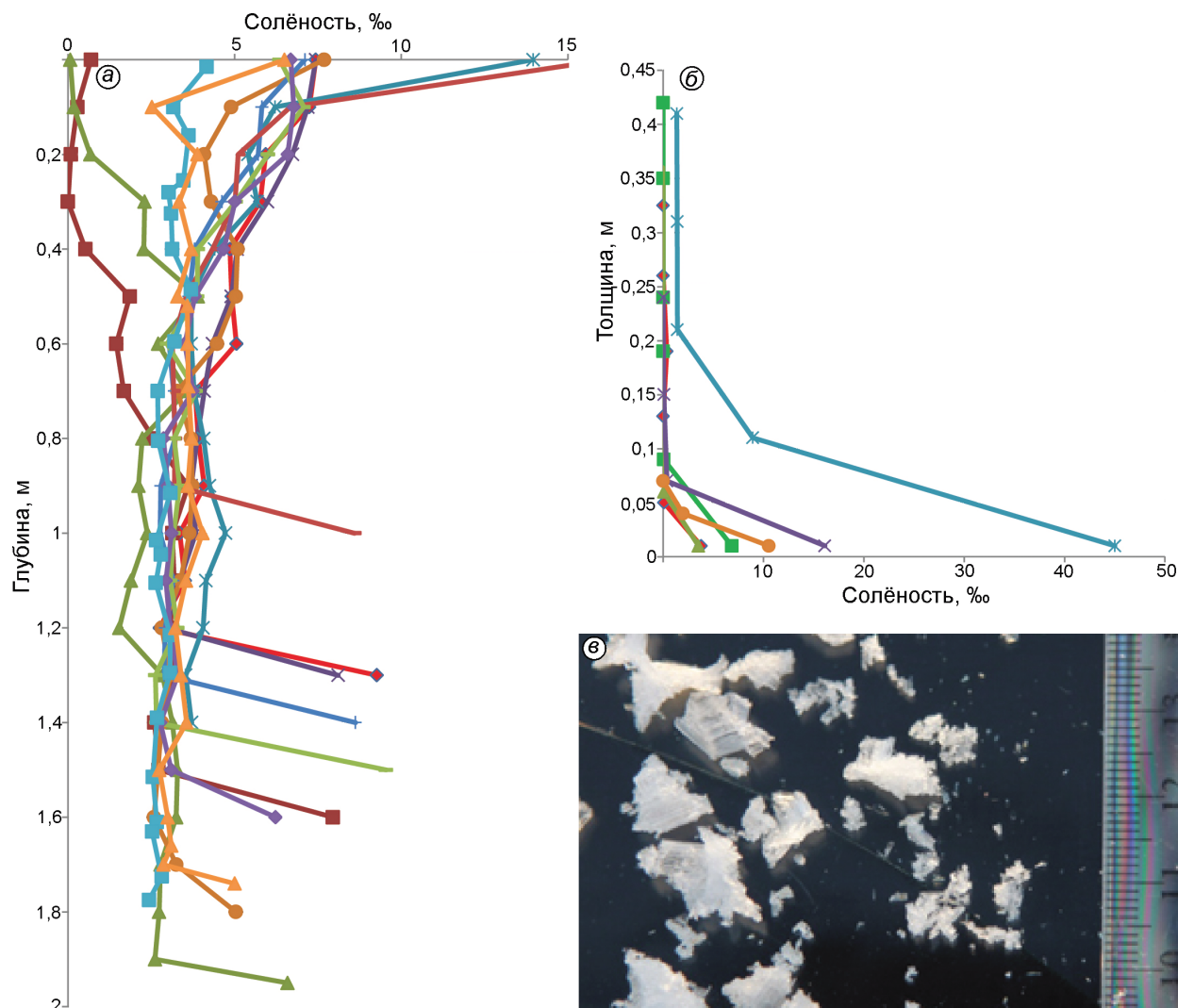
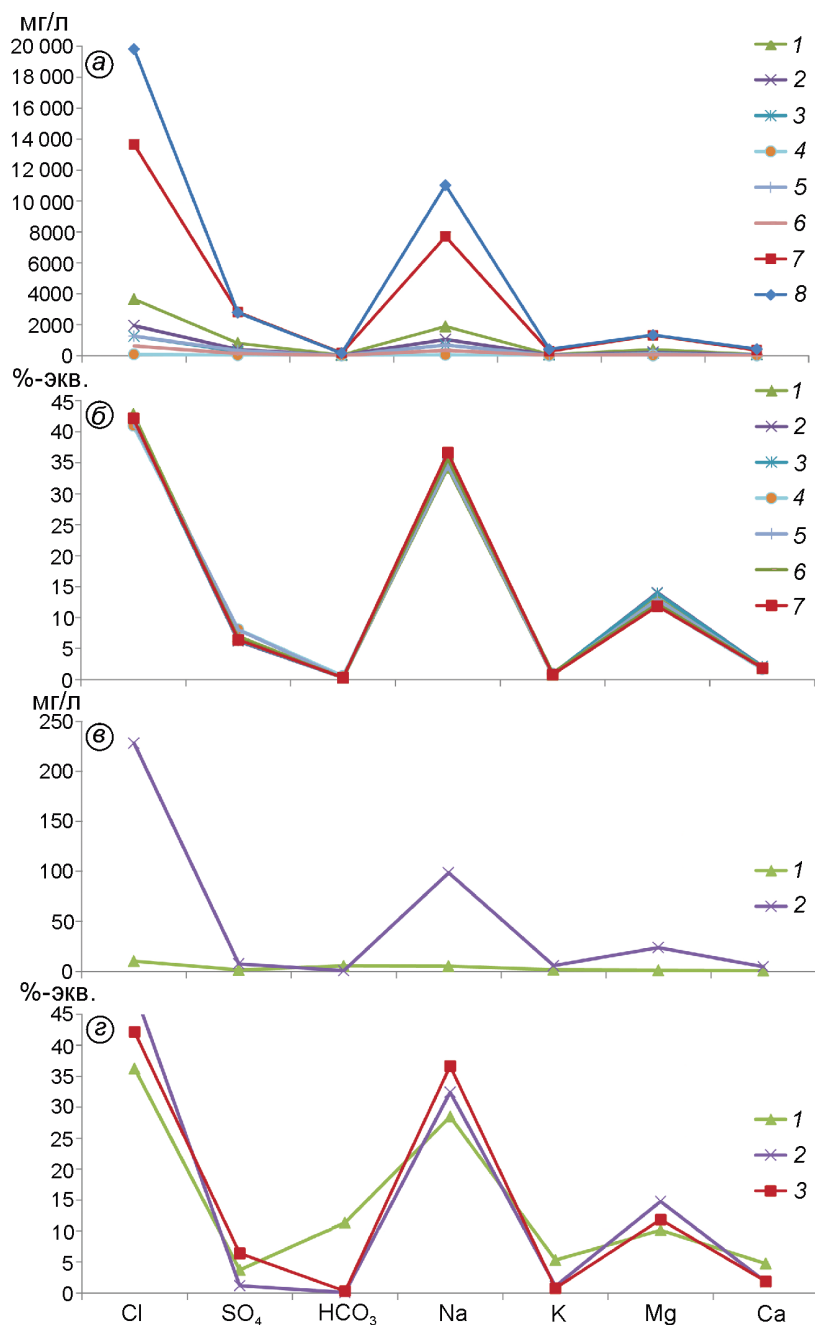


Рис. 3. Распределение солёности в морском льду и снежном покрове на поверхности морского льда: *а* – график изменения солёности по глубине льда (линии разного цвета соответствуют опробованным кернам льда); *б* – график изменения солёности по толщине снежного покрова (за «0» принята поверхность льда); *в* – фото кристаллов снега из горизонта, залегающего непосредственно на поверхности льда

Fig. 3. Distribution of salinity in sea ice and snow cover on the surface of sea ice: *a* – graph of the salinity variations in the sea ice (lines of different colors correspond to the tested ice cores); *b* – graph of the change in salinity along the depth of the snow cover (for «0» depth, the surface of ice is taken); *в* – photos of snow crystals from a horizon lying directly on the ice surface

а) на подошве снежного покрова и в верхней части керна льда; б) на нижней кромке льдин. Наблюдаемая картина соответствует установленной Ф. Мальмгренем [1] классической схеме распределения солёности, характерной для однолетнего льда, образовавшегося в Арктическом бассейне осенью. Электропроводность (солёность) льда сверху вниз уменьшается сначала быстро, а затем медленнее; вблизи нижней границы отмечается рост электропроводности, которая сокращается при нарастании снизу новых слоёв льда.

Верхний пик электропроводности связан с начальными стадиями формирования ледяного покрова, когда в результате быстрого охлаждения возникает скелетная структура льда с капиллярами и замкнутыми ячейками с рассолом [4]. С увеличением толщины ледяного покрова уменьшается температурный градиент между поверхностью льдины и её подошвой. В результате уменьшается скорость роста ледяного покрова, образуются сплошные пластинчатые кристаллы, закупоривающие каналы с рассолом в верхней части льдины,

**Рис. 4.** Состав солей.

Пробы морского льда и морской воды: а – концентрации ионов; б – соотношение ионов; 1–6 – пробы морского льда; 7 – проба подлёдной морской воды; 8 – нормальная морская вода с солёностью 35 ‰ [12].

Пробы свежесыпавшего снега: в – концентрации ионов; г – соотношение ионов, для сравнения добавлены данные по морской воде; 1, 2 – пробы снега; 3 – проба подлёдной морской воды

Fig. 4. Composition of salts.

Samples of sea ice and sea water: а – ion concentrations; б – ion ratio; 1–6 – sea ice samples; 7 – sample of under-ice sea water; 8 – normal sea water with a salinity of 35 ‰ [12].

Samples of freshly fallen snow: в – ion concentration; г – ion ratio, for comparison, data on sea water were added; 1, 2 – samples of snow; 3 – sample of under-ice sea water

сокращается число отдельных ячеек и капилляров с рассолом и соответственно снижается солёность льда сверху вниз по разрезу [4]. Кроме того, максимум электропроводности может быть следствием образования солевых цветов на поверхности льда и последующего смерзания этого горизонта. Механизм образования и химический состав солевых кристаллов (солевых цветов), образующихся на поверхности льда в результате вымораживания [13], подробно изучен по результатам дрейфа СП-35, а также предыдущими исследова-

ниями [4, 14]. Солёность таких образований примерно в 2 раза выше солёности льда, на котором они образовались [14]. Повышенная солёность нижнего горизонта снега и поверхности морского льда в нашем случае наиболее вероятно объясняется именно этим процессом.

Электропроводность среднего слоя льда уменьшается, в основном, за счёт потери остаточного рассола по каналам стока в результате действия гравитационного механизма. Нижний максимум электропроводности приходится на

Газовый состав воздушных включений в морском льду

Глубина отбора, см	Ag, %	O ₂ , %	N ₂ , %	O ₂ /N ₂
1,5	0,7748	19,3868	79,8384	0,243
16	0,9114	19,7956	79,293	0,250
28	0,902	18,7005	80,3975	0,233
32,5	0,9616	18,4251	80,6133	0,229
48,5	0,5968	18,3569	81,0463	0,226
59,5	0,9472	20,1099	78,9429	0,255
70	0,8148	18,3311	80,8541	0,227
80,5	0,7882	18,1039	81,1079	0,223
91,5	1,0859	19,0776	79,8365	0,239
101,5	0,9101	20,852	78,238	0,267
104,5	0,8987	17,5327	81,5686	0,215
110,5	1,1691	18,28	80,5509	0,227
139	1,0308	19,6497	79,3195	0,248
161	0,8072	19,2618	79,9311	0,241
163	1,5289	19,0902	79,381	0,240
172,5	0,8253	19,8396	79,3351	0,250
177,5	0,845	19,381	79,774	0,243
Среднее в морском льду Баренцева моря [3]	0,912 (Ag + тяжёлые газы)	17,2	82,4 (N ₂ + редкие газы)	0,209

подошву льдины — пропитанный морской водой лёд. Описанное распределение электропроводности по глубине, толщина льдин и их размеры в плане подтверждают предположение, что опробованные льдины однолетние.

Химический состав (макрокомпоненты). Известно, что при замерзании меняется соотношение индивидуальных солей в морском льде и остаточном рассоле. Хлориды просачиваются вниз с рассолом, а на стенках ячеек откладываются карбонаты и сульфаты [1]. В нашем случае во всех образцах льда, по сравнению с нормальной морской водой, наблюдаются пониженные абсолютные концентрации всех компонентов, при том, что максимумы содержания приходятся на хлориды и натрий (см. рис. 4, а). Относительное содержание компонентов при этом сохраняется практически таким, как и в исходной морской воде, лишь слегка увеличиваясь для сульфатов и магния (см. рис. 4, б). Последнее означает, что процесс сегрегации легко растворимой компоненты в составе льда (Cl—Na) находится в начальной стадии, что подтверждает предположение о малом возрасте льда.

Состав ионов в снегу в нашем случае, по видимому, существенно зависит от его общей минерализации. Так, в колонке, характеризующей-

ся повышенной общей солёностью (см. рис. 3, б и рис. 4, в), соотношение ионов близко к местной морской воде (см. рис. 4, г), в то время как в колонке с пониженной общей минерализацией соотношение ионов заметно смещено относительно морской воды. Повышенная минерализация, обнаруженная в свежем снеге, вероятно, связана с перевеванием снега, контактировавшего со льдом с тех участков, где толщина снежного покрова минимальна. На поверхности льда практически повсеместно залегает хрупкий слой с крупными кристаллами снега с повышенной минерализацией, связанной с миграцией соли на поверхность льда.

Состав газовых включений. Газовые включения во льду могут быть различного происхождения [3]: а) образовавшиеся в результате выделения растворённых в воде газов, зажатых в ячейках между кристаллами льда; количество этих газов прямо пропорционально скорости льдообразования, т.е. температурным условиям; б) всплывшие и прилипшие к нижней поверхности льда газы; в) сформировавшиеся в результате замещения воздухом рассола, вытекающего из льда. Ранее выполненные работы показывают, что газовые включения во льду представлены преимущественно атмосферным воздухом [3]. В нашем случае выполнено измерение содержаний Ag, O₂, N₂, которое показало соотношения, типичные для воздуха. Метан во льдах изучаемых глубоководных приполюсных районов не был обнаружен, что ожидаемо, так как обычно его вклад заметен во льдах над шельфовыми районами, где происходит эмиссия метана.

Соотношение газов в составе воздушных включений практически не изменяется по глубине льда. Изменения в количественном составе воздуха незначительны и не коррелируют с пиками изменения электропроводности или содержанием $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$. Отмеченные колебания в содержании кислорода и азота определяются захватом газа при образовании льда в переменных температурных условиях и в данный момент не могут быть детализированы.

Изотопный состав морского льда, как и химический, и газовый состав, характеризует историю и условия его формирования, отразившиеся в текстурных и структурных особенностях льда. При анализе распределения $\delta^{18}\text{O}$ в ледяных кернах отмечается постепенное утяжеление изотопного состава по глубине льда с некоторыми вариациями — отклонениями от линейного тренда

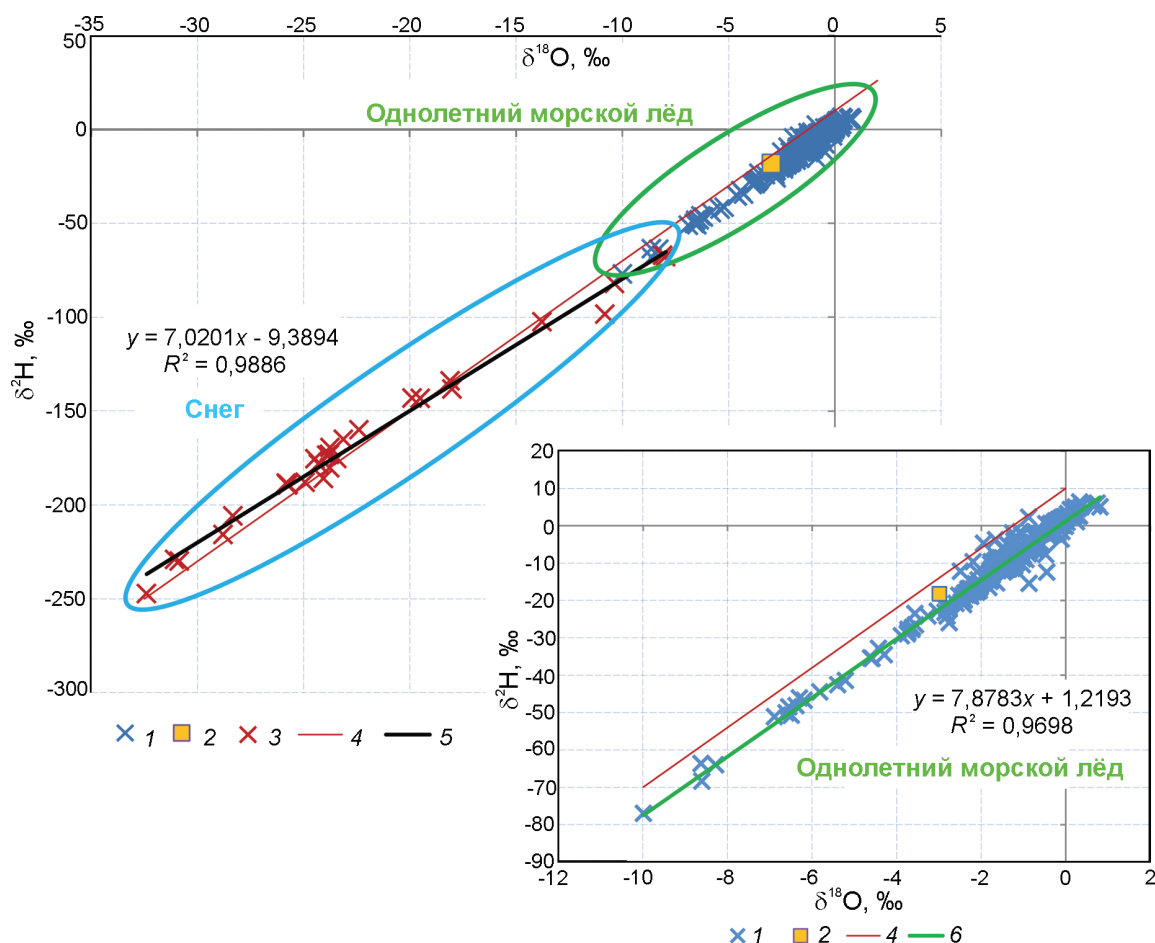


Рис. 5. Соотношения $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в пробах морского льда и снега. На врезке представлены пробы морского льда. 1 – пробы морского льда; 2 – проба подлёдной морской воды; 3 – пробы снега; 4 – глобальная линия метеорных вод; 5 – линия регрессии для снега; 6 – линия регрессии для морского льда

Fig. 5. The ratios $\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$ in sea ice and snow samples. Inset shows samples of sea ice.

1 – sea ice samples; 2 – sample of under-ice sea water; 3 – snow samples; 4 – global meteoric water line; 5 – regression line for snow; 6 – regression line for sea ice

(см. рис. 6). Подобное распределение изотопного состава в работах [6, 15] объясняется двумя факторами: изотопным фракционированием и изменением состава промерзающей морской воды. Так, авторы исследования [15] вариации в вертикальном профиле изотопного состава связывают именно с влиянием различных водных масс. Нижние участки ледяного керна безусловно были сформированы при подавляющем участии морской воды, так как их состав тяготеет к компоненту с $\delta^{18}\text{O} = 0\text{‰}$ и $\delta^2\text{H} = 0\text{‰}$. Коэффициент фракционирования, а следовательно, и угловой коэффициент уравнения регрессии (см. рис. 5) сильно меняются от скорости замерзания на подошве льда, промерзания включений в ячейках во льду и миграции рассола во льду [16, 17].

Участок значительного облегчения изотопного состава льда находится у поверхности (на границе со снегом) на глубинах от 0 до 15 см, сложен он льдом со слабовыраженной слоистостью. Эти наиболее изотопно лёгкие образцы характеризуются низкими значениями солёности и, вероятно, представляют собой результат опреснения морской воды речными водами или участия снега в формировании льда, что характерно для морских льдов [8, 18]. Также изотопно более лёгкие горизонты льда выделяются в интервале глубин 60–105 см. Этот интервал глубин соответствует толще льда, в которой отсутствуют прослои, явно выделяющиеся визуально по числу пузырьков. Для этой толщи характерно наличие мощных каналов стока рассола, которые исчезают ниже 120 см.

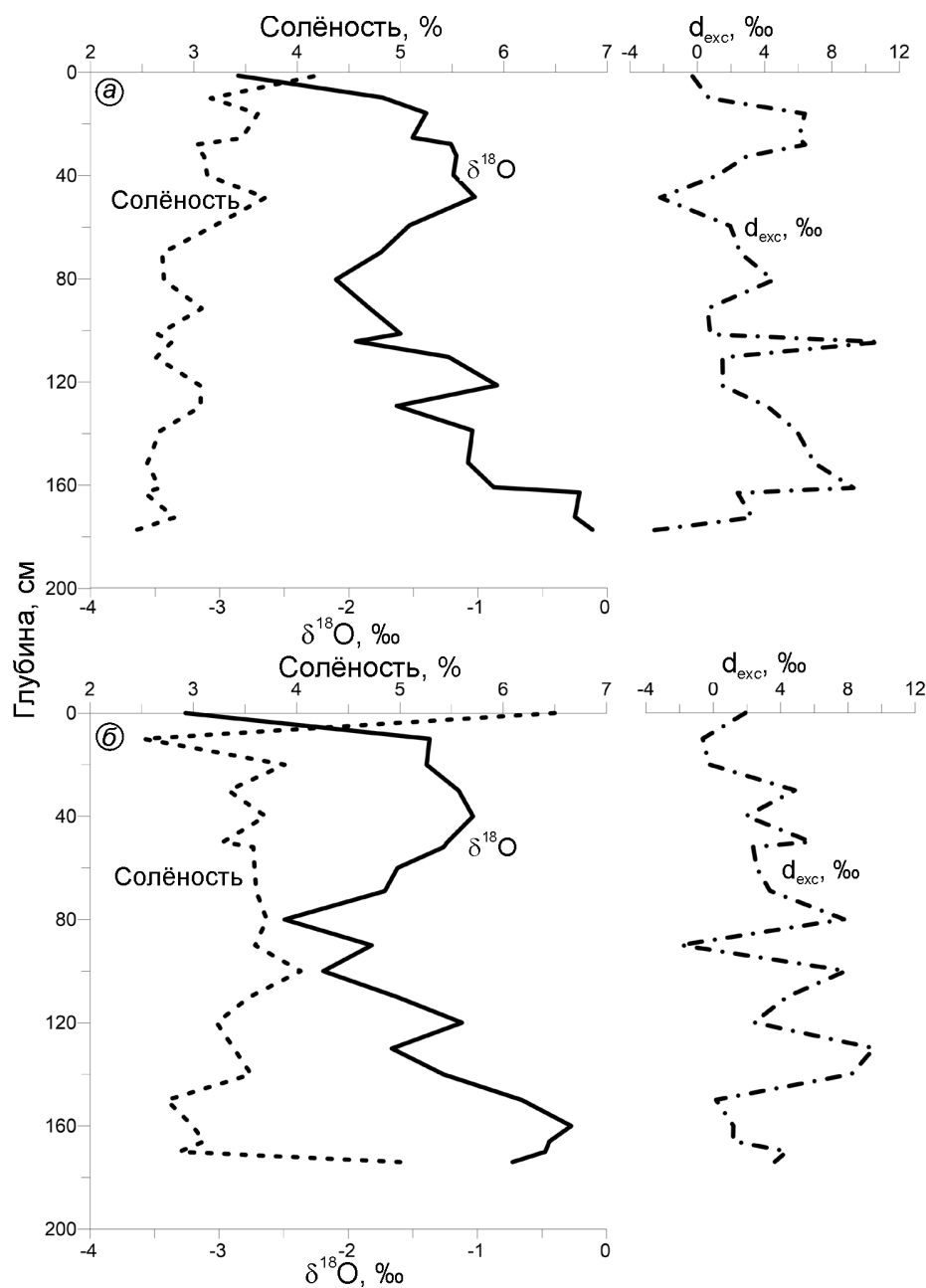


Рис. 6. Совмещенные графики распределения изотопного состава $\delta^{18}\text{O}$, солёности и дейтериевого эксцесса d_{exc} по глубине льда в двух кернах, полученных на двух соседних льдинах на расстоянии 500 м:

a – керн 15B1; *б* – керн 15B2

Fig. 6. Combined graphs of isotope composition distribution ($\delta^{18}\text{O}$) salinity and deuterium excess (d_{exc}) over ice depth in two cores, taken on two adjacent ice floes at a distance of 500 m:

a – core 15B1; *б* – core 15B2

На наш взгляд, причины облегчения изотопного состава могут быть следующими: низкие значения изотопного фракционирования, связанные с высоким температурным градиентом и высокой скоростью промерзания, либо накопление этих слоёв при промерзании изотопно более лёгкой воды (например, разбавленной речными водами). Высокая скорость промерзания привела бы к одновременному повышению засолённости в этом же горизонте, что не отмечается на графиках. В связи с этим мы предполагаем, что наиболее вероятная причина – влияние изотопно более лёгкой воды.

Пробы льда на графике (см. рис. 5), расположенные в пересечении областей морского льда и снега, характеризуют горизонты льда, в формировании которых участвовали атмосферные осадки. Эти горизонты представляют собой смешение льда, образующегося из морской воды, и снега. Возможно, во время начального роста льдины происходило промачивание снежного покрова на поверхности льдины и намерзание льда сверху.

Связь между $\delta^{18}\text{O}$ и солёностью установлена по материалам изучения изотопного состава вод Северного Ледовитого океана с дрейфующих стан-

ций СП-13, 15, 16 и 17 (Ветштейн и др., 1974 г. по [19, 20]). В нашем случае пики в колебаниях изотопного состава по глубине керна не совпадают с графиком изменения солёности (см. рис. 6). Тем не менее, в двух кернах, отобранных на соседних льдинах на расстоянии 500 м, общий ход распределения солёности и изотопного состава по глубине схож, что свидетельствует об общей истории этих льдин, и выбранные показатели уверенно фиксируют изменения условий формирования морского льда. Полученные нами данные отличаются от приведённых в монографии [6], где для припайного льда на побережье п-ова Таймыр и на островах архипелага Северная Земля наблюдались синхронные по глубине колебания изотопного состава и солёности. Значительные вариации изотопного состава по глубине изучаемого льда объясняются изотопным фракционированием и изменчивостью характеристик морских вод, которые проходила льдина во время дрейфа в период своего роста.

Полученные данные по изотопному составу льда и подлёдной воды 2015 г. ($\delta^{18}\text{O} = -3\text{‰}$, $\delta^2\text{H} = -18\text{‰}$) сопоставлены с данными по содержанию изотопов $\delta^{18}\text{O}$ в морской воде, представленными на сайте NASA [21]. Из этих данных следует, что однолетняя льдина, на которой был расположен лагерь СП-2015, вероятно, начала формироваться в начале осеннего периода 2014 г. в восточных морях Российской Арктики. Из базы NASA была проведена выборка результатов опробования $\delta^{18}\text{O}$ в поверхностном слое (0–2 м) в секторе между 90 и 180° в.д. и севернее 70° с.ш. Значения $\delta^{18}\text{O}$ изменяются в весьма широком диапазоне: от 0,8 до –6,11 ‰. В середину этого диапазона попадает наша проба подлёдной воды. Изотопный состав изученных льдов более тяжёлый, что определяется фракционированием при промерзании морской воды.

Перспективы совместного использования изотопных и геохимических данных. Литературные данные показывают, что химический состав снега Арктического региона Евразии и Северной Америки в большинстве случаев соответствует составу разбавленной морской воды, что указывает на перенос морской воды и солей во взвеси [22, 23]. Региональные отличия в концентрации основных элементов, достигающие четырёх порядков, обусловлены географическим положением и межгодовой изменчивостью погодных условий [22]. На севере Аляски установлено, что в

снежном покрове ионы Cl^- , K^+ , Mg^{2+} представляют собой нефракционированный состав морских солей, отклонения отмечаются только в виде низких концентраций Na^+ [23]. Связь ионного состава атмосферных осадков и снежного покрова в прибрежной зоне западного сектора Российской Арктики исследовалась на метеостанциях Онега, Сура, Нарьян-Мар и Диксон [24]. Для хлоридов установлена прямая корреляционная связь концентраций ионов в снежном покрове со средними и суммарными концентрациями в атмосферных осадках за период залегания снежного покрова [25]. В кернах ледяного поля о. Северо-Восточная Земля (архипелаг Шпицберген) и ледника Вавилова (архипелаг Северная Земля) вариации содержания в разрезе льда основных «морских» компонентов хорошо коррелируют во времени с динамикой морского ледяного покрова [26]. Поэтому долгопериодные изменения содержания Cl^- во льду могут быть использованы для палеоклиматических реконструкций.

Результаты исследования химических компонентов снега на профиле станция Прогресс – станция Восток (Антарктида) показали доминирующий вклад примесей морского происхождения на расстоянии до 519 км от побережья. Эти данные по трансекте свидетельствуют о постепенном ослаблении морского влияния и появлении дополнительных источников примесей в снежном покрове [27].

Анализ химического состава полигонально-жильных льдов (ПЖЛ) различного возраста указывает на характерное накопление так называемых «континентальных» элементов Ca , HCO_3^- , SO_4 в реликтовых верхнеплейстоценовых льдах по сравнению с «морскими» элементами Cl и Na , присутствие которых отмечается в голоценовых и современных льдах [26, 28]. Сингенетические ПЖЛ, которые формируются при участии зимних осадков, практически без искажений сохраняют информацию об условиях своего образования. Составная часть этой информации – геохимические данные. Первичное заполнение возникающих зимой морозобойных трещин может идти разными путями [29], в частности за счёт попадания в трещину снега. В отличие от континентального климата на морских побережьях криогенные трещины образуются в более поздние сроки – в конце зимнего периода. Условия для накопления сублимационного льда в трещинах менее благо-

приятны, заполнение происходит осыпавшимся снегом и водами при весеннем снеготаянии. В наиболее вероятное время раскрытия трещин акватория Северного Ледовитого океана максимально полно покрыта льдом, а у береговой линии развит припай. По нашему мнению, наиболее вероятные источники засоления: поступление солей с атмосферными осадками, пришедшими с западным переносом с морской акватории, свободной ото льда, и зимний метелевый перенос засолённого снега с припайного морского льда на береговые уступы и прибрежную полосу суши.

Полученные материалы исследований показывают, что данные по влиянию близости моря на формирование химического состава снежного покрова и ПЖЛ можно использовать для палеогеографических реконструкций в Арктике, в частности, для оценки положения береговой линии в плейстоцене—голоцене. Выдвинутая гипотеза о возможности засоления ПЖЛ береговых уступов снегом, переносимым ветром с морского льда, требует дополнительной проверки в ходе последующих исследований.

Заключение

Комплексное погоризонтное опробование керна однолетнего морского льда и перекрывающего его снега в приполюсном районе Северного Ледовитого океана позволило получить новые данные о химическом, изотопном составе льда и составе газовой фракции во льду. Распределение электропроводности (солёности) по глубине льдин толщиной 175—185 см характерно для однолетних льдов — уменьшается сверху вниз с двумя максимумами на нижней и верхней границах льдины. Снежный покров характеризуется значительным увеличением электропроводности по направлению к подошве (контакту снег—лёд). Химический состав изученных кернов и соотношение между компонентами близко к составу морской воды, хотя концентрации всех компонентов ниже, чем в исходном растворе. Состав газовых включений во льду соответствует атмосферному воздуху и практически не изменяется по глубине.

Изменение изотопного состава льда по глубине отражает изменяющиеся температурные условия накопления льда и региональные особенности изотопного состава морских вод, в которых прохо-

дил дрейф льдины по мере её нарастания. Отсутствует чёткое соответствие изменчивости изотопного состава и солёности льда по глубине керна.

В целом, изотопный состав утяжеляется вниз по глубине кернов, что указывает на постепенное снижение вклада воды с лёгким изотопным составом. В кернах выделяются две зоны облегчения изотопного состава льда. Верхняя зона — до глубины 15 см, по видимому, связана со значительным опреснением морской воды речными водами и участием снега в формировании верхнего горизонта. Ниже наблюдается утяжеление изотопного состава, связанное с изотопным фракционированием при увеличении толщины льда и понижении скорости промерзания. В средней части толщи на глубине 60—105 см облегчение изотопного состава объясняется либо быстрым промерзанием с низким изотопным фракционированием, либо нахождением льдины в это время на участках акватории Северного Ледовитого океана, где в составе морской воды участвовали изотопно облегчённые пресные воды, что более вероятно, поскольку отсутствие роста солёности свидетельствует, что значительных изменений в скорости роста льда не было.

В связи с достаточно однородным составом газовых включений, изотопные методы относятся к приоритетным для определения условий формирования и истории накопления морских льдов. Полученные данные по засолению горизонта снега, залегающего на поверхности льда, могут быть использованы при палеогеографических реконструкциях в Арктике с использованием анализа состава полигонально-жильных льдов. Возможность переноса морских солей не только с поверхности открытой воды, но и с поверхности морского льда можно использовать как инструмент для восстановления положения береговой линии на основании данных по составу жильных льдов.

Благодарности. Авторы выражают благодарность руководителю группы полярной океанологии Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН С.В. Писареву за предоставленную возможность участия в работе научной группы на базе БАРНЕО и техническое обеспечение полевых работ. Обработка данных о строении морского льда выполнена в рамках проекта РФФИ № 18-05-60080 «Опасные нивально-гляциальные и криогенные процессы и их влияние

на инфраструктуру в Арктике» и НИР ГЗ 1.5. «Изменение криосферы Земли под влиянием природных факторов и техногенеза». Анализ данных по засолённости снежного покрова выполнен по проекту РФФИ № 16-05-00701 «Реакция снежного покрова Антарктиды на современные изменения климата». Авторы благодарят анонимного рецензента, замечания которого позволили улучшить содержание статьи.

Acknowledgments. The authors are grateful to S.V. Pisarev, the head of the group of polar oceanology, leading researcher in P.P. Shirshov Institute of

Oceanology RAS, to for the opportunity to participate in the work of scientific group on the BARNEO ice camp and the technical support of fieldwork. The processing of data on the sea ice structure was carried out within the framework of the RFBR grant No.18-05-60080 «Dangerous nival-glacial and cryogenic processes and their influence on infrastructure in the Arctic» and Research Program GM 1.5 «The Earth cryosphere change under the influence of natural factors and technogenesis». Analysis of snow cover salinity data was carried out according to the RFBR grant No.16-05-00701 «The response of the snow cover in Antarctic to the recent climate change».

Литература

References

1. Zubov N.N. Льды Арктики. М.: Изд-во Главсевморпути, 1945. 360 с.
2. Назинцев Ю.Л., Панов В.В. Фазовый состав и теплофизические характеристики морского льда. СПб.: Гидрометеиздат, 2000. 83 с.
3. Zubov N.N. Морские воды и льды. М.: Гидрометеиздат, 1938. 453 с.
4. Савельев Б.А. Гляциология. М.: Изд-во МГУ, 1991. 288 с.
5. Мельников И.А., Лобышев В.И. Фракционирование ^{18}O в снежно-ледяном покрове Центрального Арктического бассейна // Океанология. 1985. Т. XXV. Вып. 2. С. 237–241.
6. Васильчук Ю.К., Васильчук А.К. Изотопные методы в географии. Ч. 1. Геохимия стабильных изотопов природных льдов. М.: Изд-во МГУ, 2011. 228 с.
7. Намятов А.А., Семерюк И.А. Применение параметра $\delta^{18}\text{O}$ для анализа происхождения водных масс на примере моря Лаптевых // Проблемы Арктики и Антарктики. 2013. Т. 98. Вып. 4. С. 35–42.
8. Электронный ресурс: <http://nsidc.org/data/masie/index.html> (дата обращения 07.06.2018).
9. Alperin M.J., Reeburgh W.S. Inhibition Experiments on Anaerobic Methane Oxidation // Applied and Environmental Microbiology. 1985. V. 50. № 4. 1985. P. 940–945.
10. Лурье Ю.Ю. Унифицированные методы анализа вод. М.: Химия, 1971. 375 с.
11. Комарова Н.В., Каменцев Я.С. Практическое руководство по использованию систем капиллярного электрофореза «КАПЕЛЬ». СПб.: Изд-во «Веда», 2006. 212 с.
12. Попов Н.И., Федоров К.Н., Орлов В.М. Морская вода. М.: Наука, 1979. 327 с.
13. Номенклатура морских льдов, условные обозначения для ледовых карт. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 77 с.
14. Недашковский А.П., Добротина Е.Д., Румянцев А.Л. Химический состав ледяных цветов, наблюдавшихся во время дрейфа станции СП-35 // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012. Т. 91. Вып. 1. С. 60–66.
1. Zubov N.N. *L'dy Arktiki*. Arctic ice. Moscow: Glavsevmorput, 1945: 360 p. [In Russian].
2. Nazintsev Yu.L., Panov V.V. *Fazovy sostav i teplofizicheskie kharakteristiki morskogo l'da*. Phase composition and thermophysical characteristics of sea ice. Sankt-Petersburg: Hydrometeoizdat, 2000: 83 p. [In Russian].
3. Zubov N.N. *Morskie vody i l'dy*. Sea water and ice. Moscow: Hydrometeoizdat, 1938: 453 p. [In Russian].
4. Saveliev B.A. *Glyatsiologiya*. Glaciology. Moscow: MSU, 1991: 288 p. [In Russian].
5. Melnikov I.A., Lobyshev V.I. Fractionating of ^{18}O within snow-ice cover in the Central Arctic basin. *Okeanologiya*. Oceanology. 1985, XXV (2): 237–241. [In Russian].
6. Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.K. *Izotopnye metody v geografii. Chast' 1. Geokhimiya stabil'nykh izotopov prirodnykh l'dov*. Isotope methods in the environment. Pt. 1. Stable isotope geochemistry of natural ice. Moscow: MSU, 2011: 228 p. [In Russian].
7. Namyatov A.A., Semeryuk I.A. The delta ^{18}O values as tracer of water masses formation by example of the Laptev Sea. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of Arctic and Antarctic. 2013, 98 (4): 35–42. [In Russian].
8. <http://nsidc.org/data/masie/index.html>.
9. Alperin M.J., Reeburgh W.S. Inhibition Experiments on Anaerobic Methane Oxidation. *Applied and Environmental Microbiology*. 1985, 50 (4): 940–945.
10. Lur'e Y.Y. *Unifitsirovannye metody analiza vod*. Unified methods of water analyzes. Moscow: Khimia, 1971: 375 p. [In Russian].
11. Komarova N.V., Kamentsev Ya.S. *Prakticheskoye rukovodstvo po ispol'zovaniyu sistem kapillyarnogo elektroforeza «KAPEL»*. A practical guide to the use of capillary electrophoresis systems «KAPEL». Sankt-Petersburg: Veda Publ., 2006: 212 p. [In Russian].
12. Popov N.I., Fedorov K.N., Orlov V.M. *Morskaya voda*. Sea water. Reference Guide. Moscow: Science, 1979: 327 p. [In Russian].
13. *Nomenklatura morskikh l'dov, uslovnyye oznacheniya dlya ledovykh kart*. Nomenclature of sea ice, conventional symbols for ice maps. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1974: 77 p. [In Russian].
14. Nedashkovsky A.P., Dobrotina E.D., Rumyantsev A.L. Chemical composition of frost flowers on the drifting station «North

15. Reimnitz E., Eicken H., Martin T. Multiyear Fast Ice along the Taymyr Peninsula, Siberia // *Arctic*. 1995. V. 48. № 4. P. 359–367.
16. Toyota T., Smith I.J., Gough A.J., Langhorne P.J., Leonard G.H., Van Hale R.J., Mahoney A.R., Haskell T.G. Oxygen isotope fractionation during the freezing of sea water // *Journ. of Glaciology*. 2013. V. 59. № 216. P. 697–710. doi: 10.3189/2013JoG12J163.
17. Екайкин А.А. Стабильные изотопы воды в гляциологии и палеогеографии. СПб.: ААНИИ, 2016. 63 с.
18. Тышко К.П., Черепанов Н.В., Федотов В.И. Кристаллическое строение морского ледяного покрова. СПб.: Гидрометеиздат, 2000. 66 с.
19. Ферронский В.И., Поляков В.А. Изотопия гидросферы Земли. М.: Научный Мир, 2009. 617 с.
20. Ветштейн В.Е. Изотопы кислорода и водорода природных вод СССР. Л.: Недра, 1982. 216 с.
21. Электронный ресурс: <http://data.giss.nasa.gov/o18data/> (дата обращения 13.06.2018).
22. deCaritat P., Hall G., Gislason S., Belsey W., Braun M., Golubeva N.I., Olsen H.C., Scheie J.O., Vaive J.E. Chemical composition of arctic snow: concentration levels and regional distribution of major elements // *Science of the Total Environment*. 2005. № 336. P. 183–199. <http://dx.doi.org/10.1016/j.scitotenv.2004.05.031>
23. Krnavek L., Simpson W.R., Carlson D., Domine F., Douglas T.A., Sturm M. The chemical composition of surface snow in the Arctic: Examining marine, terrestrial, and atmospheric influences // *Atmospheric Environment*. 2012. № 50. P. 349–359. <http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosenv.2011.11.033>.
24. Котова Е.И. Связь ионного состава атмосферных осадков и снежного покрова в прибрежной зоне западного сектора Российской Арктики // *Геология морей и океанов: Материалы XX Междунар. науч. конф. (Школы) по морской геологии*. Т. III. М.: ГЕОС, 2013. С. 36–38.
25. Котова Е.И. Формирование химического состава осадков на севере Европейской территории России // *Вестн. САФУ. Сер. «Естественные науки»*. 2012. № 4. С. 116–122.
26. Корзун А.В. Закономерности формирования геохимического состава ледниковых и подземных льдах севера Евразии: Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. М.: МГУ, 1985. 26 с.
27. Голобокова Л.П., Ходжер Т.В., Шибает Ю.А., Липенков В.Я., Petit J.-R. Изменение химического состава приповерхностного снега в Восточной Антарктиде по мере удаления от побережья // *Лёд и Снег*. 2012. № 4 (120). С. 129–137.
28. Стрелецкая И.Д., Васильев А.А. Изотопный состав полигонально-жильных льдов Западного Таймыра // *Криосфера Земли*. 2009. Т. XIII. № 3. С. 59–69.
29. Романовский Н.Н. Формирование полигонально-жильных структур. Новосибирск: Изд-во «Наука» Сибирское отделение, 1977. 215 с.
30. Pole–35». *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of Arctic and Antarctic. 2012, 91 (1): 60–66. [In Russian].
31. Reimnitz E., Eicken H., Martin T. Multiyear Fast Ice along the Taymyr Peninsula, Siberia. *Arctic*. 1995, 48 (4): 359–367.
32. Toyota T., Smith I.J., Gough A.J., Langhorne P.J., Leonard G.H., Van Hale R.J., Mahoney A.R., Haskell T.G. Oxygen isotope fractionation during the freezing of sea water. *Journ. of Glaciology*. 2013, 59 (216): 697–710. doi: 10.3189/2013JoG12J163.
33. Ekaykin A.A. *Stabil'nyye izotopy vody v glyatsiologii i paleogeografii*. Stable water isotopes in glaciology and paleogeography. Sankt-Peterburg: AARI, 2016: 63 p. [In Russian].
34. Tyshko K.P., Cherepanov N.V., Fedotov V.I. *Kristallichesкое stroenie morskogo ledyanogo pokrova*. Crystal structure of sea ice cover. Sankt-Petersburg: Hydrometeoizdat, 2000: 66 p. [In Russian].
35. Ferronsky V.I., Polyakov V.A. *Izotopiya gidrosfery Zemli*. Isotopy of the Earth's hydrosphere. Moscow: Nauchnyi Mir, 2009: 617 p. [In Russian].
36. Vetshtein V.E. *Izotopy kisloroda i vodoroda prirodnykh vod SSSR*. Isotopes of oxygen and hydrogen of natural waters of the USSR. Leningrad: Nedra, 1982: 216 p. [In Russian].
37. <http://data.giss.nasa.gov/o18data/>.
38. de Caritat P., Hall G., Gislason S., Belsey W., Braun M., Golubeva N.I., Olsen H.C., Scheie J.O., Vaive J.E. Chemical composition of arctic snow: concentration levels and regional distribution of major elements. *Science of the Total Environment*. 2005, 336: 183–199. <http://dx.doi.org/10.1016/j.scitotenv.2004.05.031>.
39. Krnavek L., Simpson W.R., Carlson D., Domine F., Douglas T.A., Sturm M. The chemical composition of surface snow in the Arctic: Examining marine, terrestrial, and atmospheric influences. *Atmospheric Environment*. 2012, 50: 349–359. <http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosenv.2011.11.033>.
40. Kotova E.I. Relationship of the ion composition of atmospheric precipitation and snow cover in the coastal zone of the western sector of the Russian Arctic. *Geology of the Seas and Oceans: Proc. of the XX Intern. Scientific Conf. (School) on Marine Geology*. V. III. Moscow: GEOS, 2013: 36–38. [In Russian].
41. Kotova E.I. Formation of the chemical composition of precipitation in the north of the European territory of Russia. *Vestnik SAFU. Seriya Yestestvennye nauki*. Herald of the SAFU Series of Natural Sciences. 2012, 4: 116–122. [In Russian].
42. Korzun A.V. Patterns of formation of the geochemical composition of glacial and underground ice of the north of Eurasia. PhD thesis. Moscow: MSU, 1985: 26 p. [In Russian].
43. Golobokova L.P., Hodzher T.V., Shibaev Y.A., Lipenkov V.A., Petit J. Chemical composition change of subsurface snow in East Antarctica with distance from the coast. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2012, 4 (120): 129–137. doi.org/10.15356/2076-6734-2012-4-129-137. [In Russian].
44. Streletskaia I.D., Vasiliev A.A. Isotopic composition of ice wedges of West Taymyr. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2009, XIII (3): 59–69. [In Russian].
45. Romanovskiy N.N. *Formirovaniye polygonal'no-zhil'nykh struktur*. Formation of polygonal vein structures. Novosibirsk: Nauka, Sibirskoye otdeleniye, 1977: 215 p. [In Russian].

Изучение дрейфа айсбергов у побережья Северной Земли весной 2018 г. с помощью спутниковой информации

© 2019 г. И.А. Бычкова*, В.Г. Смирнов

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

*bychkova@aari.ru

The iceberg drift study near Severnaya Zemlya in the spring of 2018 by remote sensing data

I.A. Bychkova*, V.G. Smirnov

Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

*bychkova@aari.ru

Received September 23, 2018 / Revised January 31, 2019 / Accepted March 22, 2019

Keywords: *Arctic seas, icebergs, iceberg drift, Severnaya Zemlya, space monitoring, visible spectral range.*

Summary

The movement of icebergs in the Laptev Sea off the coast of the Severnaya Zemlya archipelago in spring of 2018 was analyzed using satellite observations in visible spectral band. As is shown in the article the data of radiometers installed on the Landsat-8 and Sentinel-2 satellites allow monitoring of iceberg drifting in spring period in the above Arctic region. Thus, in March–April 2018, the total amount of icebergs detected near the archipelago was 4917. 4161 icebergs were in the landfast ice, 722 ones were drifting with the ice fields, and the other 32 were aground in ice fields. The average length of the icebergs was equal to 88 m; the largest of the recognized icebergs was located in the landfast ice near the ice shelf of the Matusevich fjord and it was 1240 m in length. The maximum speed of drift of the icebergs, as determined by the satellite data, was equal to 29.5 km/day. This was estimated for the situation when the speed of the near-water (surface) wind reached 20 m/s and larger. The purpose of the work was to study drifting of icebergs in order to define more exactly dynamics of the iceberg movement in this poorly known area of the Arctic. It is found that in a case of the consolidated ice cover the drift speed of ice fields with the icebergs involved depends on the driving wind force and direction. According to mean speeds of movement all icebergs were separated into three groups: the icebergs of the coastal zone with velocities smaller 1 km/day; the icebergs of the transition zone at speeds of 1.3 to 1.6 km/day; and the icebergs of the transit zone with speeds larger 2 km/day. The characteristics of the iceberg drifts obtained on the basis of daily satellite monitoring can be used in regional iceberg drift models to ensure safe economic activity on the Arctic shelf. Also, they can find application in engineering calculations in the design of infrastructure facilities on the shelf of the Arctic seas.

Citation: Bychkova I.A., Smirnov V.G. The iceberg drift study near Severnaya Zemlya in the spring of 2018 by remote sensing data. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2019. 59 (3): 377–387. [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-3-411>.

Поступила 23 сентября 2018 г. / После доработки 31 января 2019 г. / Принята к печати 22 марта 2019 г.

Ключевые слова: *айсберги, арктические моря, видимый диапазон, дрейф айсбергов, Северная Земля, спутниковый мониторинг.*

Обсуждаются результаты спутникового мониторинга айсбергов, находившихся в сплочённом ледяном покрове у побережья Северной Земли в марте–апреле 2018 г. Показано, что айсберги вместе с ледяными полями перемещались на северо-запад из моря Лаптевых в Арктический бассейн, причём скорость перемещения зависела от скорости приводного ветра. Приведены траектории 50 айсбергов по наблюдениям за 1–3,5 месяцев.

Введение

Хозяйственная деятельность на акватории арктических морей сопряжена с повышенным риском ввиду влияния опасных ледяных образований на суда и стационарные инженерные сооружения. Айсберги относятся к категории наиболее распространённых опасных ледяных образований Арктики, причём характеристики айсбергов —

преобладающие пространственные размеры, скорость и направление дрейфа — существенно отличаются для разных регионов. Знание статистических параметров айсбергов в конкретном регионе и организация спутникового мониторинга айсберговой угрозы позволяют, используя систему управления ледовой обстановкой, минимизировать риск столкновения с айсбергами судов и объектов инженерной инфраструктуры [1–5].

Северная Земля находится в районе прохождения крупных судоходных трасс, в частности, Северного морского пути. На шельфе архипелага расположены перспективные на углеводороды лицензионные участки, освоение которых намечено на ближайшие годы. В то же время данных наблюдений за айсбергами в этом регионе недостаточно для построения гидродинамических моделей, способных прогнозировать перемещение и трансформацию айсбергов в целях ледового менеджмента для предотвращения айсберговых угроз. В частности, дрейф айсбергов вдоль побережья Северной Земли в настоящее время достаточно мало изучен. В апреле–августе 2014–2015 гг. ПАО НК «Роснефть» организовало экспедиции, одной из целей которых была оценка скоростей дрейфа айсбергов в Карском море и море Лаптевых у Северной Земли с помощью радиомаяков. Наиболее длительная серия наблюдения за айсбергом длилась 120 суток. В итоге были получены следующие скорости дрейфа айсбергов: в море Лаптевых 0,09 м/с (2014 г., 23 мая) и 0,18 м/с (2015 г., 31 мая), а в Карском море – 0,16 м/с (12 мая) [6].

Использование спутниковых наблюдений для мониторинга айсбергов не требует специализированных экспедиционных работ с установкой радиомаяков на айсберги. В то же время применение некоммерческой спутниковой информации видимого диапазона позволяет оценить дрейф айсбергов, избегая высоких затрат на экспедиционные работы и покупку дорогостоящих радиолокационных данных высокого разрешения. Однако применение спутниковых данных видимого диапазона для оценки дрейфа айсбергов целесообразно только для весеннего периода, когда в Арктике отмечаются минимальная облачность и высокая естественная освещённость. В другие сезоны облачная ситуация не позволяет получать информативные снимки айсбергов с достаточной временной дискретностью.

Материалы наблюдений

Для наблюдения за дрейфом айсбергов в работе использованы снимки панхроматического канала спектрометра OLI спутника Landsat-8 (разрешение 15 м, полоса обзора 185 км) и снимки мультиспектральной камеры MSI спутника Sentinel-2 (разрешение 10 м, полоса обзора

290 км). Первый снимок района наблюдений в 2018 г. выполнен 7 марта спутником Landsat-8, в это время солнечная освещённость была достаточна для выполнения съёмки. Айсберги, обнаруженные на снимках в марте–апреле, включали в шейп-файл айсбергов каждый со своим уникальным номером. Дублирование в шейпе одного и того же айсберга под разными номерами на снимках за разные даты исключалось. Снимки, полученные в мае–июле, использовали только для мониторинга дрейфа айсбергов, обнаруженных ранее, в марте–апреле.

Всего было проанализировано 62 снимка Landsat-8, в том числе 15 – за март, 35 – за апрель, 6 – за май, по 3 – за июнь и июль 2018 г. С Sentinel-2 было использовано 73 фрагмента спутниковых изображений, выкладываемых в постоянной нарезке на сайте проекта Copernicus. Снимки Sentinel-2 получены с 11 марта по 30 мая 2018 г., в том числе 18 фрагментов за 10 дней марта, 48 – за 20 дней апреля, 7 фрагментов – за 6 дней апреля. В итоге дискретность последовательной съёмки одного и того же айсберга (с учётом облачных ситуаций) составила от нескольких часов до десяти суток. Наименее обеспеченным информацией оказалось начало апреля. Покрытие района исследований спутниковой съёмкой, проведённой весной 2018 г. в малооблачных условиях, показано на рис. 1. Для анализа зависимости дрейфа айсбергов от ветровой ситуации привлекались данные метеонаблюдений на ледовой базе ААНИИ «Мыс Баранова» на Северной Земле.

Методы мониторинга айсбергов у Северной Земли весной 2018 г.

Обнаружение айсбергов на спутниковых снимках проводилось по методике, апробированной авторами в 2010-х годах для акваторий арктических морей и реализованной в дальнейшем в виде технологии обнаружения айсбергов по спутниковым радиолокационным изображениям и изображениям в оптическом спектральном диапазоне [1, 3]. В основе этой методики лежит расчёт статистических характеристик поля яркости на снимке с оценкой среднего значения сигнала μ , среднего квадратического отклонения сигнала σ и их отношения σ/μ в скользящем окне

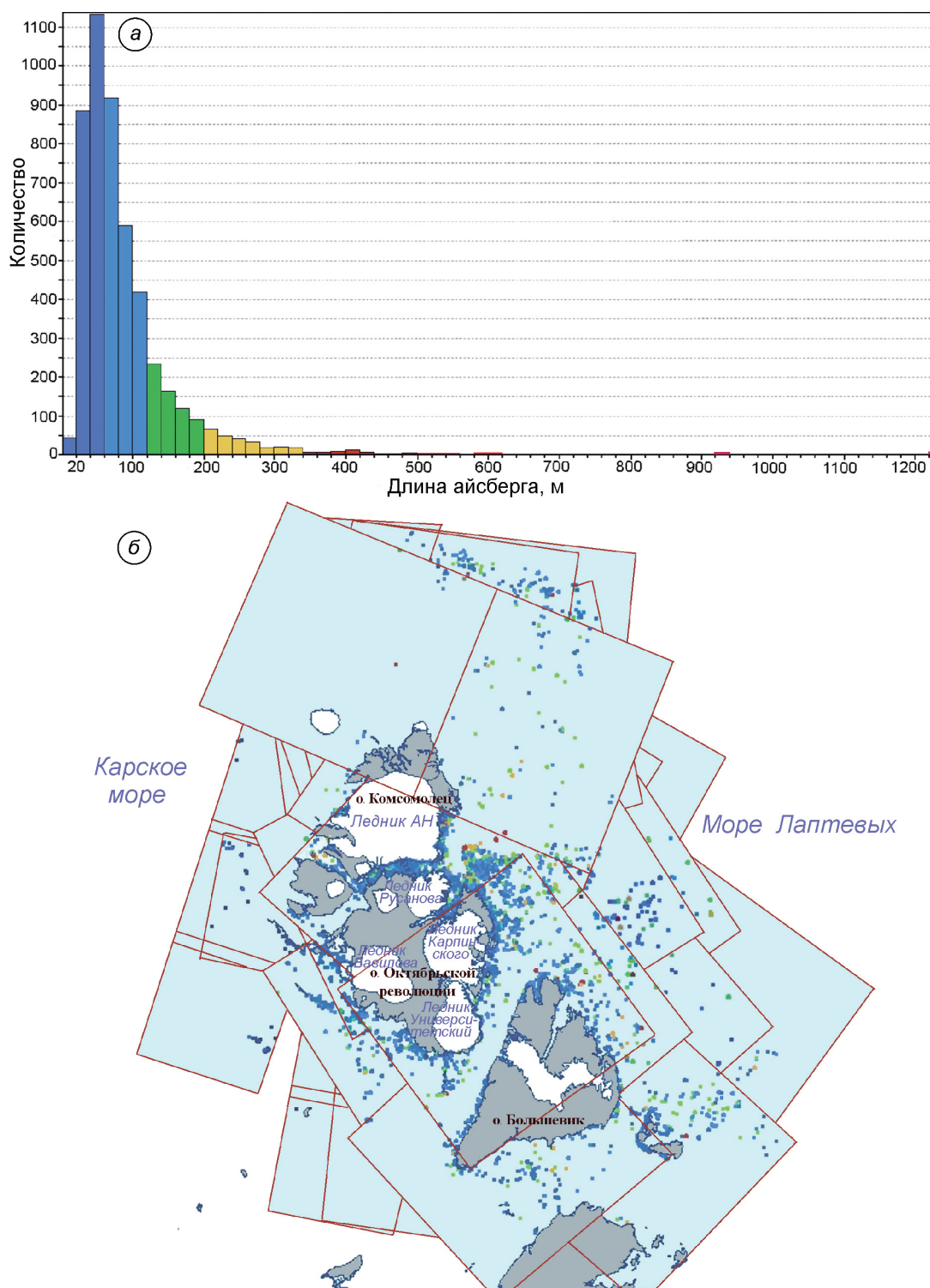


Рис. 1. Спутниковый мониторинг айсбергов у Северной Земли весной 2018 г.

a – гистограмма распределения длины айсбергов, обнаруженных на спутниковых снимках у Северной Земли в марте–апреле 2018 г.; *б* – покрытие акватории вокруг Северной Земли съёмкой с Landsat-8 и Sentinel-2, март–апрель 2018 г. Разноцветными точками на рис. 1, *б* обозначены обнаруженные айсберги, цвет соответствует градациям длины, выделенным цветом на рис. 1, *a*

Fig. 1. Satellite monitoring of icebergs near the Severnaya Zemlya in the spring 2018.

a – the histogram of the lengths distribution of iceberg detected using satellite imagery in March–April 2018; *б* – Landsat-8 and Sentinel-2 coverage of the area around the Severnaya Zemlya in March–April 2018. Multi-colored points designate in Fig. 1, *б* the detected icebergs, color corresponds to the color gradation of the iceberg length specified in Fig. 1, *a*

3×3 пикселя. По полученным значениям σ/μ строится кумулятивная гистограмма. По точке на гистограмме, соответствующей переходу кумулятивной кривой к «насыщению», определяется пороговое значение $\sigma/\mu_{кр}$, используемое в дальнейшем для выделения всех объектов, границы которых состоят из связанных пикселей, имеющих значения $\sigma/\mu > (\sigma/\mu)_{кр}$. Далее в интерактивном режиме выполняется выбраковка ложных объектов (судов и пр.). Выходная продукция применяемой технологии – шейп-файл обнаруженных айсбергов, содержащий сведения об их геометрических размерах.

Цель настоящей работы – исследование перемещения дрейфующих айсбергов. Для идентификации уже обнаруженных айсбергов на последующих снимках составляли шаблоны формы объектов. В шаблоне учитывались пространственные размеры, форма айсберга, рисунок поверхности, высота тени. Для айсбергов, перемещающихся группами, дополнительно учитывалось взаимное расположение объектов в группе. Последний критерий – не главный при идентификации объектов в случае интенсивных подвижек льда, когда взаимное расположение объектов может измениться. Шаблоны составлялись лишь для айсбергов длиной 100 м и более, так как при пространственном разрешении 15 м форма таких айсбергов может быть описана достаточно точно. Самый большой из наблюдавшихся дрейфующих айсбергов имел длину 616 м.

Геометрические размеры айсбергов определялись по снимкам с помощью программы анализа спутниковых изображений Iceberg2, разработанной в ААНИИ [4]. Длина объекта в этой программе рассчитывается как наибольшее расстояние между его граничными точками, а за ширину принимается наибольший отрезок, перпендикулярный длине. Геометрическим центром айсберга считается положение середины отрезка, рассматриваемого в качестве ширины объекта на снимке. Расчётные географические координаты айсберга соответствуют положению рассчитанного таким образом его геометрического центра. Скорость перемещения айсбергов оценивалась по расстоянию между геометрическими центрами одного и того же айсберга на последовательных снимках. Расстояние определялось в программе ArcGIS. Погрешность такого расчёта скорости перемещения зависит от

точности позиционирования объекта на снимке d и от точности определения центра айсберга c . Величина d оценивалась путём сопоставления расхождения в географической привязке одного и того же объекта на разных снимках. В качестве реперных объектов выбраны хорошо идентифицируемые объекты береговой линии. Анализ показал, что величина c может быть принята равной одному пикселю. Погрешность определения центра айсберга зависит от некоторых искажений геометрических очертаний айсберга на снимке при визировании его под различными углами и может достигать $1/4$ расчётной ширины объекта l . Суммарная погрешность определения расстояния между центрами айсберга на последовательных снимках составляет $2(d + 0,25l)$. Для айсбергов шириной 100 м погрешность определения расстояния между одним и тем же айсбергом на последовательных снимках Landsat-8 составит 80 м. Погрешность расчёта скорости перемещения такого айсберга при дискретности снимков одни сутки равна 0,1 см/с, а при дискретности 0,2 сут. – 0,5 см/с.

Результаты исследований

В итоге спутникового мониторинга у берегов Северной Земли в марте–апреле 2018 г. обнаружен 4921 объект, идентифицированный как опасное ледяное образование. Четыре из них с учётом дополнительной информации (материалы прошлых лет, топография дна и пр.) учтены как стабухи, а оставшиеся 4917 – как айсберги. Средняя длина айсберга, определённая по снимкам, составила 88 м; самый большой из айсбергов, обнаруженный в припае у шельфового ледника фьорда Матусевича, имел длину 1240 м. Из обнаруженных айсбергов 4161 (84,6%) находились в припае, 722 (14,7%) дрейфовали вместе с дрейфующим льдом, 32 (0,7%) стояли на мели в дрейфующих льдах. Распределение айсбергов по акватории приведено на рис. 2. Отдельные айсберги в период наблюдений неоднократно переходили из разряда дрейфующих в припайные и обратно. Это объясняется тем, что дрейфующие вблизи берега ледяные поля в море Лаптевых периодически примыкают к припаю, образуя с ним на некоторое время единое целое. Затем, под влиянием ветро-волновых процессов, происходит откол примкнувшей

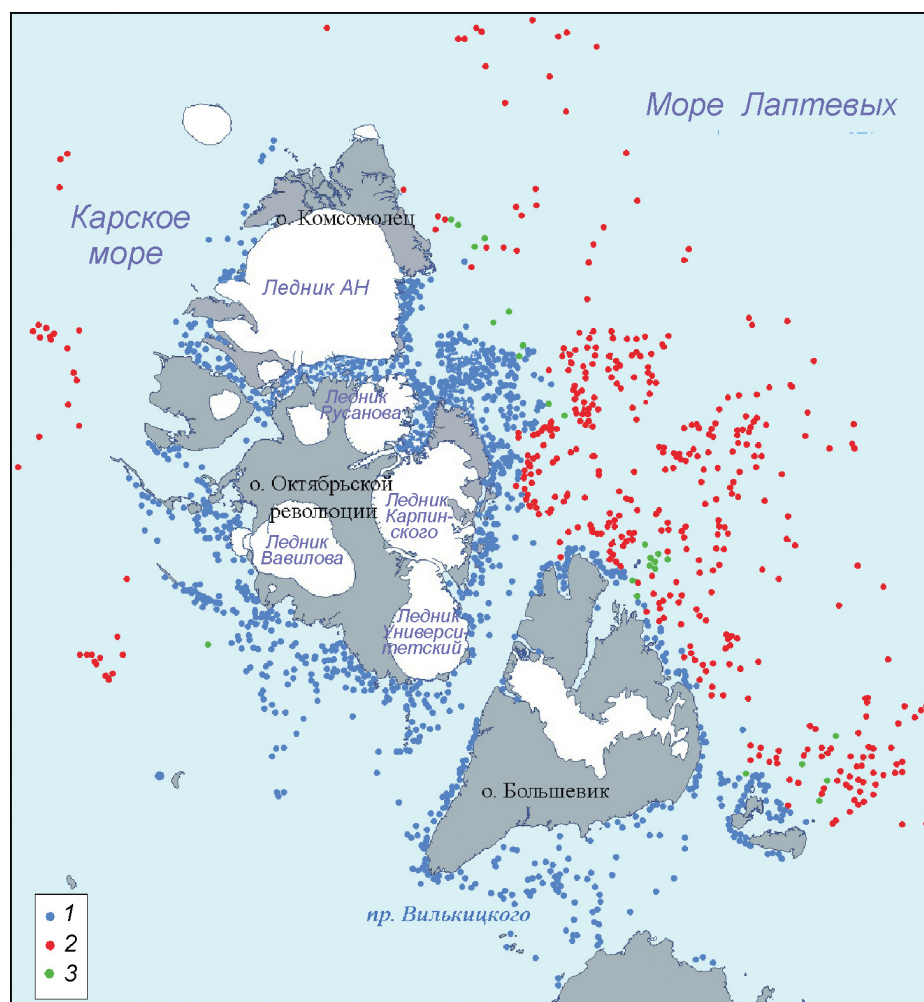


Рис. 2. Айсберги, обнаруженные у Северной Земли в марте–апреле 2018 г. по снимкам Landsat-8 и Sentinel-2:

айсберги, находящиеся: 1 – в припае; 2 – в дрейфующем льду; 3 – на грунте среди дрейфующих льдов

Fig. 2. The icebergs detected near the Severnaya Zemlya in March–April 2018 using Landsat-8 and Sentinel-2 imagery: icebergs: 1 – in the fast ice; 2 – icebergs in the drifting ice; 3 – grounded icebergs among the drifting ice

к припаю льдины, которая снова начинает дрейф вместе с находящимися на ней айсбергами.

На открытой воде в марте–апреле 2018 г. дрейфующие айсберги у берегов Северной Земли обнаружены не были. В июне часть акватории, примыкающая к архипелагу, освободилась ото льда, соответственно часть дрейфующих айсбергов могла оказаться на открытой воде. Однако в этот период в регионе преобладала облачная погода, и за июнь–июль было получено лишь три информативных спутниковых кадра видимого диапазона. Такая дискретность спутниковых наблюдений не позволила выполнить мониторинг айсбергов на водной поверхности, освободившихся от «ледового плена». Айсберги, продолжавшие летом дрейф среди льдов в северной части района исследований, удалось обнаружить. На рис. 3 приведены полученные траектории 50 наблюдавшихся айсбергов. В таблице даны оценки параметров дрейфа айсбергов. По-

казанная на рис. 3 батиметрия района нанесена по данным, опубликованным в статье [7].

По спутниковым снимкам выполнен статистический анализ перемещения айсбергов у Северной Земли. Айсберги, дрейфовавшие у западного побережья архипелага (см. рис. 2), были немногочисленны, отличались малыми размерами и высокой среднесуточной скоростью дрейфа (10 км/сут.). Эти результаты близки к данным, полученным в экспедиции ПАО «НК «Роснефть» 2014–2015 гг. (13,8 км/сут.) [6]. Проследить дрейф айсбергов в Карском море по спутниковым снимкам удавалось лишь за несколько дней; айсберги перемещались в юго-западном направлении, после чего исчезали из поля зрения (в выбранном районе прибрежного мониторинга). Айсберги, дрейфовавшие в море Лаптевых, удалось проследить на протяжении 1–3,5 месяцев. По скорости дрейфа эти айсберги можно разделить на три группы: транзитной зоны, прибрежной зоны, переходной зоны.

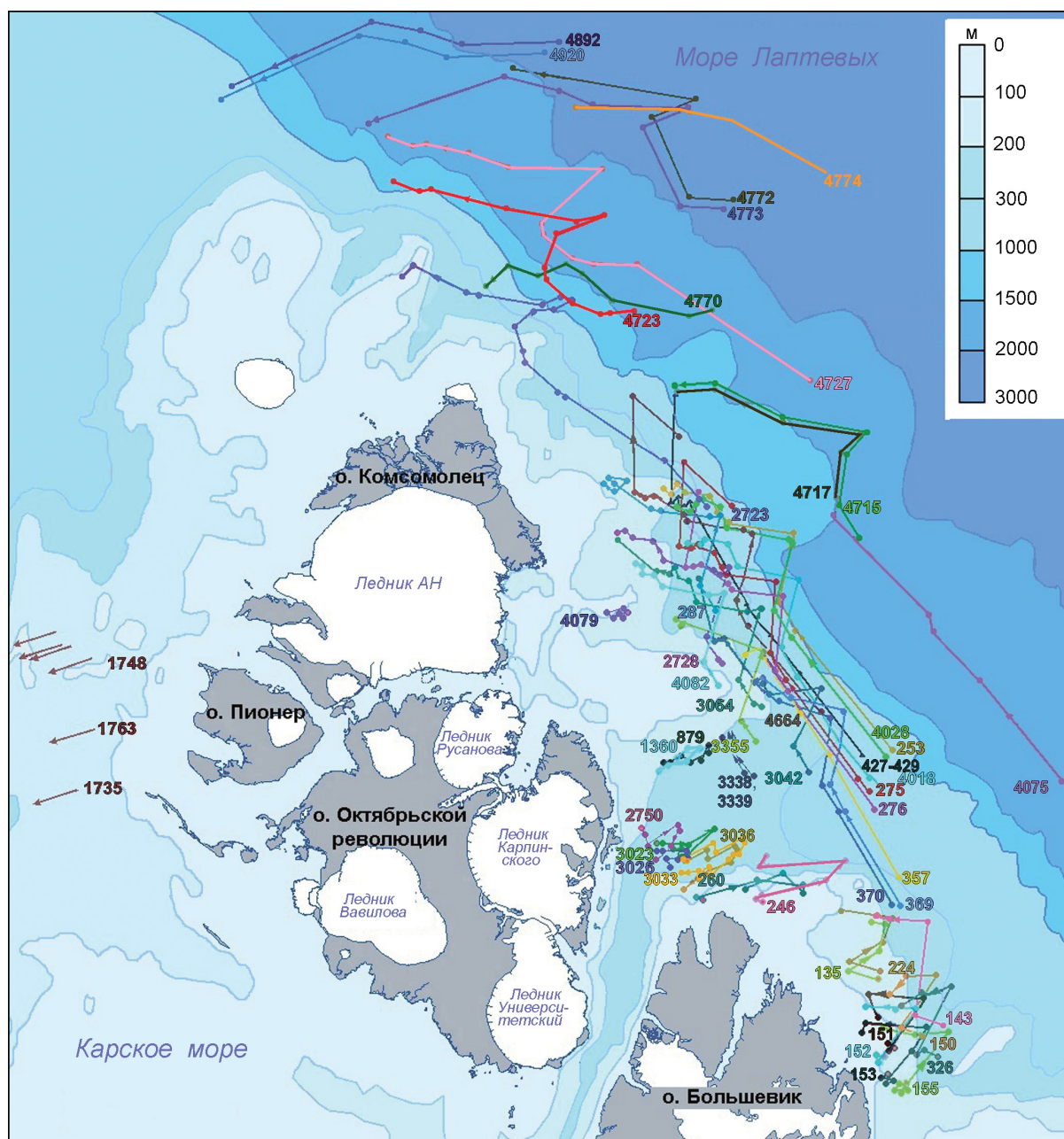


Рис. 3. Дрейф некоторых крупных айсбергов у Северной Земли весной 2018 г.

Порядковый номер айсберга, присвоенный ему при мониторинге, даётся в точке первого обнаружения этого айсберга

Fig. 3. The drift of some large icebergs near the Severnaya Zemlya in the spring 2018.

The sequence number of the iceberg assigned to it during monitoring is given at the point of the first detection of this iceberg

Айсберги *транзитной зоны* дрейфовали на глубинах свыше 200–300 м и имели наиболее высокие средние скорости перемещения – 2–6,8 км/сут. Скорость дрейфа айсбергов возрастала при переходе на большие глубины. Более высокие скорости дрейфа отмечались у айсбергов, двигавшихся на глубинах свыше 1,5 км (айсберги 4075, 4076, 4716 и др. в таблице и на рис. 3). Все эти айсберги

дрейфовали преимущественно в северо-западном направлении. Айсберги, обнаруженные севернее архипелага (№ 4723, 4727, 4772–4774, 4892, 4920 на рис. 3), огибали Северную Землю, перемещаясь на запад со скоростью до 6,8 км/сут.

Айсберги *прибрежной зоны* перемещались рядом с припаем в мелководной зоне и дрейфовали как на северо-запад и северо-восток, так и

Параметры айсбергов, дрейфовавших в море Лаптевых у Северной Земли весной 2018 г.

Номер айсберга	Размеры айсберга, м, длина/ширина	Период наблюдения (число дней слежения)	Суммарное перемещение, км	Скорость, км/сут		Число фиксаций на снимках
				средняя	максимальная	
135	279/122	7.03–14.04(38)	45,9	1,2	5,45(10–12.04*)	7
143	370/186	7.03–16.04(40)	79,2	1,8	5,5(10–12.04)	7
153	230/215	7.03–6.05(60)	71,7	1,19	5,7(10–12.04)	12
155	190/60	7.03–29.04(53)	63,4	1,2	7,45(10–12.04)	11
246	616/222	12.03–30.05(79)	86	1,09	5,85(10–12.04)	16
253	230/150	12.03–20.05(69)	174,5	2,53	21,6(20–22.03)	20
260	427/180	12.03–20.05(69)	77,2	1,1	29,0(10.04)	18
275	594/294	12.03–21.6(101)	211	2,09	20,05(20–22.03)	25
287	200/150	29.03–20.05(52)	110,4	2,12	7,7(14–17.04)	11
369	520/360	12.03–27.04(46)	125,3	2,7	5,8(5–7.04)	11
879	250/215	13.03–20.05(68)	39	0,57	26,5(10.04)	22
2723	390/130	13.03–30.04(48)	192	4	18,9(20–21.03)	29
2728	190/120	18.03–20.07(124)	94,7	0,8	6,7(14–17.04)	20
2750	240/125	7.04–20.05(43)	34	0,54	24(10.04)	15
3023	320/207	13.03–20.05(68)	53,4	0,85	21(10.04)	19
3033	190/90	18.03–20.05(63)	69,6	1,1	22,5(10.04)	20
3064	330/212	13.03–10.6(89)	124	1,39	8,5(8–10.04)	24
3338	300/200	13.03–10.6(89)	30	0,34	1,9(7–12.04)	12
4075	275/172	12.03–27.04(46)	149,4	3,25	12,6(22.03)	7
4079	512/255	7.04–20.07(104)	22	0,21	2,4(18–20.05)	13
4715	225/130	22.03–15.05(54)	151,4	2,8	15,9(22.03)	15
4723	180/120	27.03–30.04(34)	173,3	5,1	13,8(15–17.04)	13
4727	230/180	17.03–3.05(48)	277,8	5,8	8,6(17–27.03)	13
4774	380/290	10.04–15.05(35)	109,3	3,1	3,95(10–21.04)	4
4892	120/100	12.04–3.05(21)	142	6,8	10,5(27.05–3.05)	5

*В скобках указаны даты наблюдения максимальной скорости.

на юго-запад. Средняя скорость перемещения айсбергов этой зоны составила менее 1 км/сут., хотя в отдельные дни при сильных ветрах скорость дрейфа на порядок возрастала. Временами эти айсберги застревали в припае и в целом за период наблюдений продвинулись лишь незначительно вдоль берега Северной Земли. Айсберги № 3023, 3033 и 3036, например, за два месяца наблюдений большую часть времени дрейфовали на юго-запад, в сторону пролива Шокальского, и только в первой половине дня 10 апреля при сильном юго-западном ветре (с порывами до 21 м/с) за пять часов переместились на северо-восток на 4,2–4,5 км. После этого скорость их дрейфа резко снизилась, а направление движения изменилось на противоположное.

Айсберги *переходной зоны* дрейфовали на северо-запад на глубинах 100–200 м, имея среднюю скорость 1,3–1,6 км/сут.; при выходе на

мелководье скорость дрейфа айсбергов резко падала, в ряде случаев они садились на грунт.

Обсуждение

В марте–апреле 2018 г. по сравнению с аналогичным сезоном 2017 г. по спутниковым данным зарегистрирована большая доля дрейфующих айсбергов по отношению к общему числу айсбергов, обнаруженных у берегов Северной Земли. Если в 2017 г. дрейфовало среди льдов 6,9% айсбергов, то в 2018 г. — 14,7%. Число айсбергов, выявленных на снимках в 2018 г., также было выше, чем в 2017 г. Однако необходимо учитывать, что в 2017 г. при оценке использовались только данные Landsat-8, а в 2018 г. привлекались также данные Sentinel-2, имеющие лучшее пространственное разрешение (10 м).

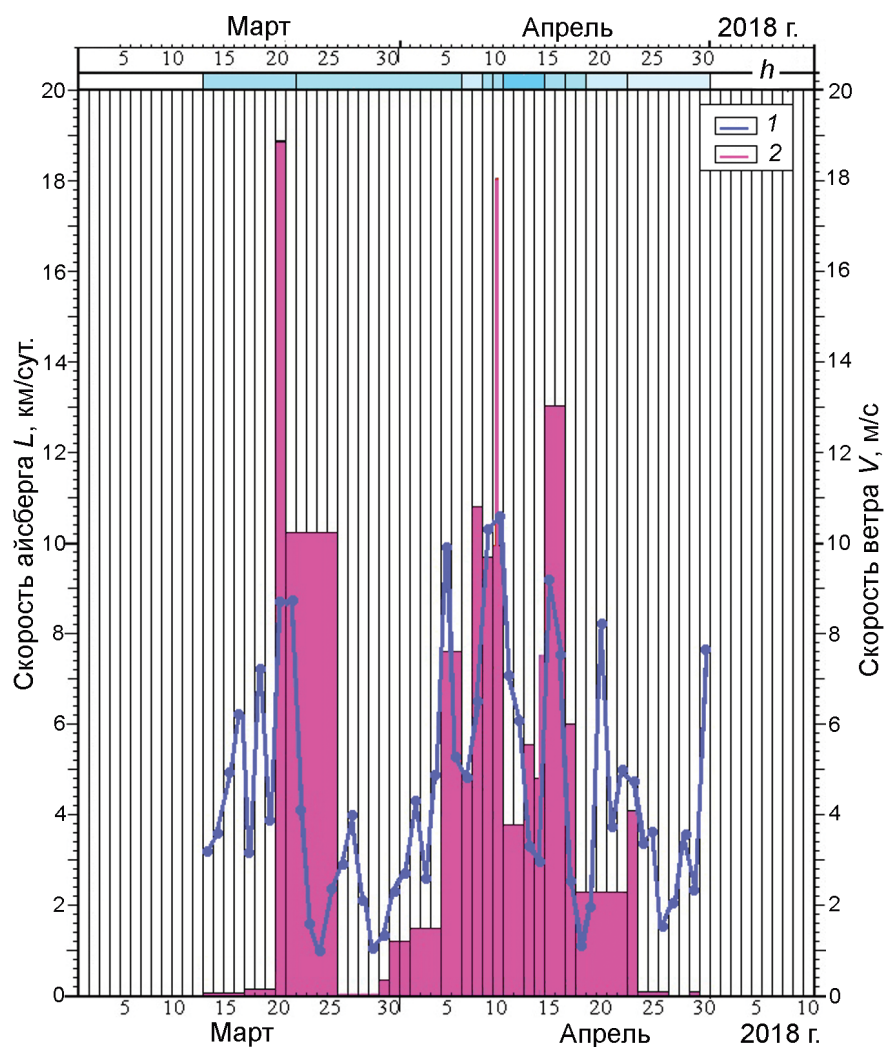


Рис. 4. Скорость айсберга транзитной зоны № 2723 и среднесуточная скорость приводного ветра в марте–апреле 2018 г. на станции «Мыс Баранова»:

1 – среднесуточная скорость приводного ветра; 2 – средняя скорость айсберга за период между последовательными фиксациями его на снимках. Промежуток времени между двумя ближайшими информативными снимками соответствует одному столбцу диаграммы. Шкала h показывает глубины (м) в месте нахождения айсберга в день наблюдения; значения цветовых градаций шкалы приведены на рис. 3

Fig. 4. The speed of the iceberg in the transit zone № 2723 and average daily surface wind speed in March–April 2018 at the «Cape Baranova» base.

1 – average daily surface wind speed; 2 – average speed of the iceberg for the period between its successive fixations. The time interval between the two nearest informative images corresponds to one column of the chart. The scale h shows the depth (m) at the iceberg location for every day of observation; the values of the color gradations of the scale are shown in Fig. 3

Более высокое пространственное разрешение позволило обнаружить больше мелких айсбергов (длиной около 20 м). Средний размер айсберга, обнаруженного в 2018 г., составил 88 м против 91 м в 2017 г. Увеличение числа объектов наблюдения – дрейфующих айсбергов – на снимках 2018 г. способствовало получению статистически более обоснованных оценок дрейфа.

Для айсбергов транзитной и переходной зон отмечена статистически значимая зависимость скорости дрейфа от скорости приводного ветра. На рис. 4 график скорости дрейфа айсберга № 2723 весной 2018 г. сопоставлен с изменением скорости ветра на ледовой базе «Мыс Баранова» и изменением глубины нахождения айсберга по траектории следования. Расчёт коэффициента корреляции скорости дрейфа айсберга и скорости приводного ветра, выполненный для периода 20 марта – 23 апреля, дал значение $r = 0,68$.

Период после 23 апреля в оценке корреляции не учитывался, так как в указанный период айсберг был вынесен в мелководную зону (до 100 м глубины), сел на мель и раскололся на две части. Период 13–19 марта также не учитывался ввиду отсутствия информативных спутниковых кадров за эти дни.

Зима 2017/18 г. по метеоусловиям была типичной для моря Лаптевых. В этот период здесь преобладают южные ветры, что способствует выносу дрейфующих льдов в Арктический бассейн [8, 9]. По данным наблюдений метеостанции ледового стационара «Мыс Баранова» в марте преобладали юго-восточные ветры с эпизодическими переходами к северо-востоку. В апреле воздушные потоки были преимущественно юго-западных направлений с кратковременным изменением на юго-восток. Такие процессы обусловили результирующий дрейф льдов у восточного побережья Северной Земли в

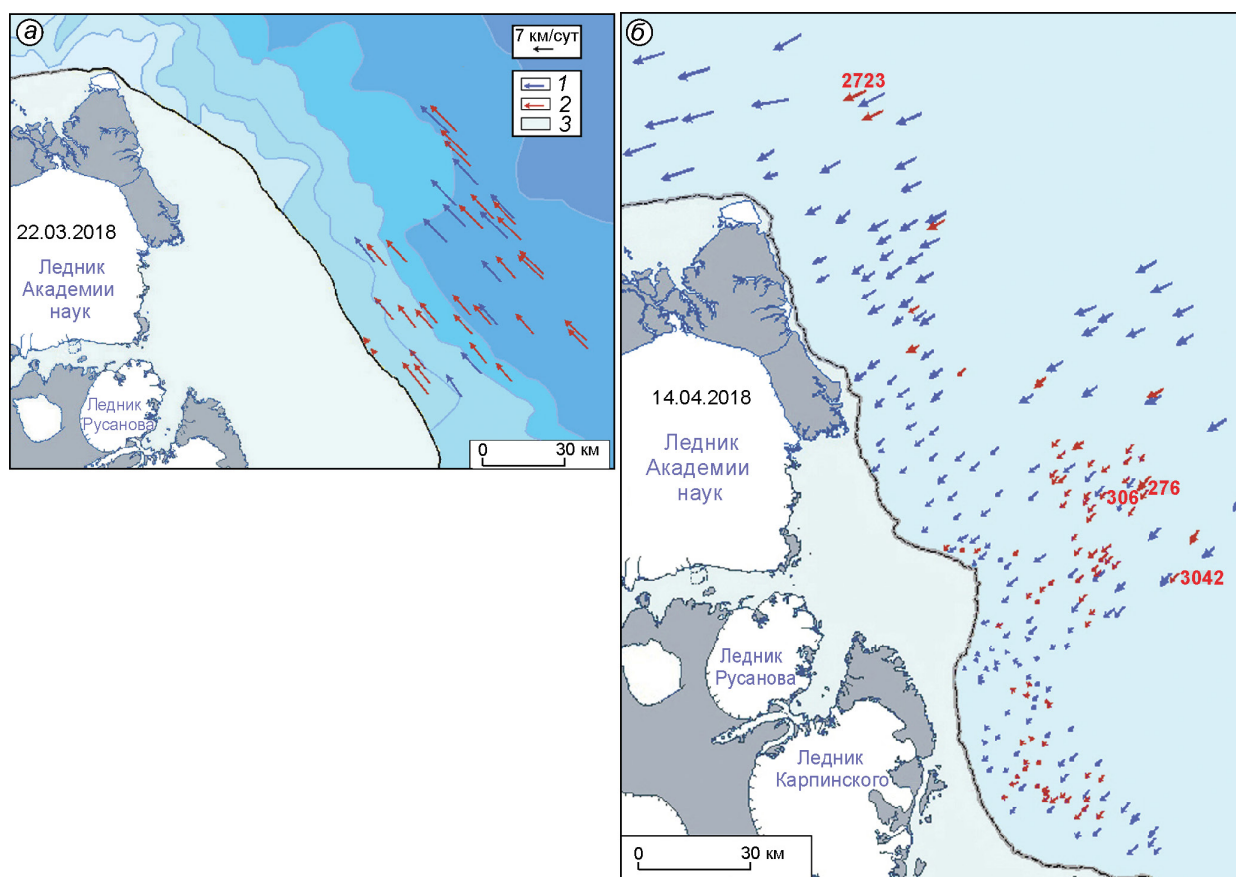


Рис. 5. Дрейф ледяных полей и айсбергов в море Лаптевых у побережья Северной Земли по данным Landsat-8:

a – 22.3.2018; *б* – 14.4.2018; 1 – перемещение ледяных полей за сутки; 2 – перемещение айсбергов за сутки; 3 – припай. Цветовые градации шкалы батиметрии соответствуют приведённым на рис. 3

Fig. 5. Drift of ice floes and icebergs in the Laptev Sea off the coast of the Severnaya Zemlya according to Landsat-8 observations:

a – 22.3.2018; *б* – 14.4.2018; 1 – movement of ice fields for the day; 2 – movement of iceberg for the day; 3 – fast ice area

северо-западном направлении в сторону Арктического бассейна.

Спутниковый мониторинг выполнялся в марте–апреле 2018 г. В этот период айсберги у Северной Земли дрейфовали в сплочённом ледяном покрове. По последовательным снимкам Landsat-8, полученным с интервалом одни сутки, выполнена оценка скорости дрейфа льда и айсбергов. Для определения перемещения ледяных полей в период между двумя снимками на изображении экспертным путём определялись характерные точки поля (точки перегиба по периметру полей, торосы, разводья) и производился поиск этих точек на следующем снимке. В итоге, оценённый таким образом дрейф айсбергов (скорость и направление) совпал с дрейфом ледяных полей. Примеры оценки по последовательным

спутниковым данным видимого диапазона ежесуточного перемещения айсбергов и ледяных полей приведены на рис. 5. Полученные векторы дрейфа не охватывают всю область наблюдения, так как необходимое условие для расчёта – отсутствие облачности на двух последовательных снимках, снятых с интервалом одни сутки.

По материалам ледовых карт ААНИИ сплочённость льдов в море Лаптевых в этот период составляла 10 баллов, в ледяном покрове преобладал однолетний лёд (градации толщины: «тонкий» и «толстый»). Ранее К. Эйк [10] установил, что при высокой сплочённости льда (более 90%), причём достаточно толстого, собственное движение айсберга блокируется ледяным полем, в котором он находится, и айсберг дрейфует со скоростью этого ледяного поля.

Скорость дрейфа ледяных полей и айсбергов, перемещавшихся с ними совместно, зависела не только от силы ветра, но и от его направления. Минимальные скорости (1–2 км/сут. и менее) были характерны для нажимных ветров (см. рис. 5, б), при которых ледяные поля в прикромочной области надвигались на припай. В результате происходила трансформация ледяного покрова, потеря энергии при столкновении отдельных ледяных полей. Максимальные скорости дрейфа отмечены в ситуациях, когда вектор дрейфа ледяных полей и айсбергов был параллелен изобатам склона глубин, отделяющего глубоководную зону моря (см. рис. 5, а). В этом случае происходило сложение однонаправленных составляющих дрейфа, обусловленных силой ветра и течения.

Как следует из таблицы, наибольшие скорости дрейфа льда (выше 20 км/сут.), отмечены 20–23 марта и 10 апреля 2018 г. В первую половину дня 10 апреля максимальная скорость дрейфа ледяных полей и айсбергов составляла 29,5 км/сут. Полученные оценки средней скорости дрейфа ледяных полей близки к результатам, ранее установленным авторами [11] для моря Лаптевых по спутниковым радиолокационным данным с разрешением 150 м в марте 2008 г.: 1–2 см/с (0,86–1,72 км/сут.). Скорость дрейфа ледяных полей определялась в работе [11] на основании анализа перемещения особенностей ледяных полей на последовательных снимках. В то же время определение средней скорости дрейфа на основании данных радиомаяков (с дискретностью один час) за три года наблюдений, выполненное в ходе экспедиций ПАО «НК «Роснефть», дало на порядок большие величины.

Измерения 2013–2015 гг. позволили сделать вывод, что «средняя скорость дрейфа ледяных полей на акваториях морей Карского и Лаптевых практически не меняется и составляет 16–17 см/с (13,8–14,7 км/сут.)» [6]. Отметим, что расхождение в оценках скоростей дрейфа ледяных полей связано в основном с различной дискретностью спутниковых наблюдений и наблюдений с использованием радиомаяков, а также различием в периоде наблюдения. Если спутниковый мониторинг выполнялся в весеннее время, когда сплочённость ледяного покрова максимальна, то измерения с помощью радиомаяков [6] проводили в мае–августе, уже после разрушения при-

пая. Для корректного сравнения спутниковых данных с данными радиомаяков необходим спутниковый мониторинг дрейфующих айсбергов в летний период (в том числе дрейф на открытой воде). В условиях Арктики, учитывая высокую долю облачности в летний период, решить такую задачу можно только с привлечением радиолокационных спутниковых данных.

Выводы

Спутниковый мониторинг айсбергов, дрейфовавших в сплочённом ледяном покрове в марте–апреле 2018 г. у Северной Земли, показал, что дрейф айсбергов совпадал с дрейфом ледяных полей. И айсберги, и ледяные поля при господствовавших в этот период ветрах южных направлений перемещались на северо-запад — из моря Лаптевых в Арктический бассейн.

По средней скорости дрейфа айсберги могут быть разделены на три группы: айсберги прибрежной зоны со скоростями менее 1 км/сут.; айсберги переходной зоны со скоростями 1,3–1,6 км/сут.; айсберги транзитной зоны со скоростями более 2 км/сут. Максимальная средняя скорость дрейфа айсбергов зафиксирована на глубоководных участках севернее архипелага и составила 6,8 км/сут.

Для айсбергов, перемещавшихся на глубинах свыше 200 м, отмечена значимая корреляционная зависимость перемещения айсберга от скорости приводного ветра. Максимальная скорость дрейфа айсбергов, определённая по спутниковым данным, составила 29,5 км/сут. и была получена в ситуации, когда скорость приводного ветра достигала 20 м/с и более.

Характеристики дрейфа айсбергов, полученные на основании ежесуточного спутникового мониторинга, могут быть использованы в региональных моделях дрейфа айсбергов, что позволит повысить достоверность прогностических оценок дрейфа, а также применяться в инженерных расчётах при проектировании объектов инфраструктуры на шельфе арктических морей. Организация спутникового мониторинга с использованием не только радиолокационных данных, но и снимков видимого диапазона позволит уточнить представление о динамике ледяных полей и айсбергов в малоизученных районах Арктики.

Благодарности. Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (грант № 18-05-60124, анализ ледовых и ветровых условий, и грант № 18-05-60109, обнаружение айсбергов и изучение их дрейфа).

Acknowledgements. The work was supported by Russian Foundation of Basic Research (grants № 18-05-60124, analysis of ice and wind conditions, and № 18-05-60109, detection of icebergs and study of their drift).

Литература

References

1. Бычкова И.А., Смирнов В.Г. Использование спутниковой информации для обнаружения айсбергов и оценки айсберговой угрозы // Лёд и Снег. 2018. № 4. С. 537–551.
2. Кулаков М.Ю., Демчев Д.М. Моделирование дрейфа айсбергов как часть ледового мониторинга в Западной Арктике // Метеорология и гидрология. 2015. № 12. С. 47–55.
3. Миронов Е.У., Смирнов В.Г., Бычкова И.А., Кулаков М.Ю., Демчев Д.М. Новые технологии обнаружения айсбергов и прогнозирования их дрейфа в западном секторе Арктики // Проблемы Арктики и Антарктики. 2015. № 2 (104). С. 21–32.
4. Обнаружение по спутниковым данным опасных ледяных образований вблизи инженерных объектов хозяйственной деятельности на шельфе арктических морей. Методическое пособие / Ред. В.Г. Смирнов. СПб.: ААНИИ, 2017. 76 с.
5. Спутниковые методы определения характеристик ледяного покрова морей / Ред. В.Г. Смирнов. СПб.: ААНИИ, 2011. 239 с.
6. Бужин И.В., Миронов Е.У., Сухих Н.А., Павлов В.А., Корнишин К.А., Ефимов Я.О. Исследования дрейфа ледяных образований на шельфе Российской Арктики с помощью автоматических радиомаяков спутниковой системы ARGOS // Науч.-техн. вестн. ОАО «НК «Роснефть». 2016. Вып. 45. № 4. С. 4–9.
7. Janout M.A., Hölemann J., Timokhov L., Gutjahr O., Heinemann G. Circulation in the northwest Laptev Sea in the eastern Arctic Ocean: crossroads between Siberian river water, Atlantic water and polynya formed dense water // Journ. of Geophys. Research. Oceans. 2017. V. 122. P. 6630–6647. doi: 10.1002/2017JC013159.
8. Карклин В.П., Карелин И.Д. Сезонная и многолетняя изменчивость характеристик ледового режима морей Лаптевых и Восточно-Сибирского // Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития. М.: МГУ, 2009. С. 187–201.
9. Janout M., Hölemann J., Krumpen T. Cross-shelf transport of warm and saline water in response to sea ice drift on the Laptev Sea shelf // Journ. of Geophys. Research. Oceans. 2013. V. 118 (2). P. 563–576. doi: 10.1029/2011JC007731.
10. Eik K. Iceberg drift modelling and validation of applied metocean hindcast // Cold Regions Science and Technology. 2009. V. 57. № 2/3. P. 67–90.
11. Selyuzhenok V., Mahoney A., Krumpen T., Castellani G., Gerdes R. Mechanisms of fast-ice development in the south-eastern Laptev Sea: a case study for winter of 2007/08 and 2009/10 // Polar Research. 2017. V. 36. № 1. 1411140. doi: 10.1080/17518369.2017.1411140.
1. Bychkova I.A., Smirnov V.G. Use of space information for iceberg detection and iceberg threat assessment. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2018, 4: 537–551. [In Russian].
2. Kulakov M.Yu., Demchev D.M. Simulation of Iceberg Drift as a Part of Ice Monitoring in the West Arctic. *Meteorologiya i Gidrologiya. Meteorology and Hydrology*. 2015, 12: 47–55. [In Russian].
3. Mironov E.U., Smirnov V.G., Bychkova I.A., Kulakov M.Yu., Demchev D.M. New technologies for detecting icebergs and predicting their drift in the Western sector of Arctic. *Problemy Arktiki i Antarktiki. Arctic and Antarctic Problems*. 2015, 2 (104): 21–32. [In Russian].
4. *Obnaruzhenie po sputnikovym dannym opasnykh ledyanykh obrazovaniy vblizi inzhenernykh ob'ektov khozyaystvennoy deyatel'nosti na shelfe arkticheskikh morey.* Detection of dangerous ice features near the arctic shelf engineering constructions with the use of satellite imagery: A methodical manual. Ed. by V.G. Smirnov. St. Petersburg: AARI, 2017: 76 p. [In Russian].
5. *Sputnikovyie metody opredeleniya kharakteristik ledyanogo pokrova morey.* Satellite methods to determine the characteristics of the ice cover of the seas. Ed. by V.G. Smirnov. St. Petersburg: AARI, 2011: 239 p. [In Russian].
6. Buzin I.V., Mironov E.U., Sukhikh N.A., Pavlov V.A., Kornishin K.A., Efimov Ya.O. Study of ice drift features on the Russian Arctic Offshore with the help of automatic radio beacons based on the ARGOS satellite system. *Nauchno-tekhnicheskii vestnik OAO «NK «Rosneft».* Rosneft Oil Company Journ. of Science and Technology. 2016, 45 (4): 4–9. [In Russian].
7. Janout M.A., Hölemann J., Timokhov L., Gutjahr O., Heinemann G. Circulation in the northwest Laptev Sea in the eastern Arctic Ocean: crossroads between Siberian river water, Atlantic water and polynya formed dense water // Journ. of Geophys. Research. Oceans. 2017, 122: 6630–6647. doi: 10.1002/2017JC013159.
8. Karklin V.P., Karelin I.D. Seasonal and long-term variability of the ice conditions in the Laptev and East-Siberian Seas. *Systema morya Laptevykh i prilegayushchikh morey Arktiki: Sovremennoe sostoyanie i istoriya razvitiya.* System of the Laptev Sea and the Adjacent Arctic Seas: Modern and Past Environments. Moscow: Moscow University Press, 2009: 187–201. [In Russian].
9. Janout M., Hölemann J., Krumpen T. Cross-shelf transport of warm and saline water in response to sea ice drift on the Laptev Sea shelf. Journ. of Geophys. Research. Oceans. 2013, 118 (2): 563–576. doi: 10.1029/2011JC007731.
10. Eik K. Iceberg drift modelling and validation of applied metocean hindcast. Cold Regions Science and Technology. 2009, 57 (2/3): 67–90.
11. Selyuzhenok V., Mahoney A., Krumpen T., Castellani G., Gerdes R. Mechanisms of fast-ice development in the south-eastern Laptev Sea: a case study for winter of 2007/08 and 2009/10. Polar Research. 2017, 36 (1): 1411140. doi: 10.1080/17518369.2017.1411140.

**Ежегодная премия Всемирной метеорологической организации
в 2019 году присуждена члену редколлегии нашего журнала
Сергею Сергеевичу Зилитинкевичу**

**The annual prize of the World Meteorological Organization in 2019 was awarded
to a member of the editorial board of our journal Sergey Zilitinkevich**



18 июня 2019 г. Конгресс ВМО проголосовал за присуждение ежегодной премии Всемирной метеорологической организации С.С. Зилитинкевичу «за выдающийся вклад в метеорологию и климатологию». С.С. Зилитинкевич награждён за прорывные открытия в области физики турбулентности и атмосферных пограничных слоёв, которые принципиально улучшили понимание геосистемы в целом, открыли новые возможности для прогресса в области прогноза погоды и качества воздуха и дали начало новым климатическим сервисам. Эта премия (IMO Prize) присуждается за выдающийся вклад в метеорологию, гидрологию, климатологию, связанные с ними инновационные технологии или концепции гидрометеорологических и климатических сервисов. IMO Prize – высшая награда в этих областях. Основанная в 1955 г., она носит название предшественницы ВМО – «Международной метеорологической организации» (ИМО).

С.С. Зилитинкевич – гражданин России и Швеции. Он имеет многие международные награды за пионерские теоретические исследования и разработки, нацеленные на решение жизненно важных проблем окружающей среды. Многие результаты его исследований используются в оперативных прогнозах и при моделировании погоды, качества воздуха и климата; входят в контекст современной метеорологии; включены в учебники и цитируются как классические (без литературных ссылок). В последнее десятилетие С.С. Зилитинкевич является профессором и научным руководителем серии крупных научных проектов в России и Финляндии. В течение своей карьеры он работал в научных центрах и университетах России, Дании, Германии, Швеции и Финляндии.

Среди лауреатов этой премии – советские учёные академики К.Я. Кондратьев (1967 г.), Е.К. Фёдоров (1976 г.), М.И. Будыко (1987 г.), Ю.А. Израэль (1992 г.).

*Редколлегия журнала сердечно поздравляет Сергея Сергеевича
с заслуженной наградой!*

Прикладные проблемы

УДК 504.54.054:550.424(571.54/55)

<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-3-393>

Оценка техногенного загрязнения городской среды Читы по состоянию снежного покрова

© 2019 г. Е.А. Бондаревич

Читинская государственная медицинская академия, Чита, Россия
bondarevich84@mail.ru

Assessment of technogenic pollution of the urban environment in Chita by the snow cover state

E.A. Bondarevich

Chita State Medical Academy, Chita, Russia
bondarevich84@mail.ru

Received June 20, 2018 / Revised February 4, 2019 / Accepted March 22, 2019

Keywords: city of Chita, ecological-geochemical coefficient, heavy metals, inversion voltammetry, snow cover pollution.

Summary

The pollution of the snow cover in the city of Chita (Transbaikalia) with heavy metals (Zn, Cd, Pb, and Cu) is analyzed, and a level of its pollution is compared with similar characteristics in the cities of neighboring regions. The method of inversion voltammetry made possible to find that the content of water-soluble forms of toxic trace elements in the snow is several times greater than in other settlements outside Chita. However, the median values of these values (indicators) are close. Similar results (indicators) were also noted in the ecological and geochemical coefficients, according to which the city of Chita may be attributed to areas with the average level of pollution ($Z_C = 35.66$). Trends in the accumulation of mobile forms of heavy metals in the snow cover of other cities were similar features as it follows from low values of the Saet coefficient ($Z_C < 32$). The charge coefficient calculated for the liquid fraction of the snow cover was found to be high. Therefore, for safe use, melt water should be diluted with clean water 75.24 times for fishery purposes and 9.4 times for economic and drinking use. Rather low content of heavy metals was found in the dust fraction of the snow cover, but in the industrial zone and the zone of residential many-storeyed buildings concentrations of all trace elements exceeded the maximum permissible values (TLV - threshold limit value). At the same time, similar data for other settlements had still greater values, and the exceedings were tens and hundreds times greater the TLV values (the maximum permissible concentrations). The total pollution index ($Z_C = 72.5$) with consideration for the toxicity of chemical elements ($Z_{CT} = 98.8$) shows that the geochemical conditions in Chita is at the average level. For most other cities, values of the Saet coefficient were smaller 32 that corresponds to low and medium pollution levels. According to the level of dust load Chita is characterized by a high level of pollution ($P_n \geq 10$ tons/km²), and it means that more than 8000 tons of dust fall to the snow cover. It has been found that by the total load index ($Z_p = 493.5$) the dust fraction characterizes urbanized territory of Chita as highly polluted, and in this case cadmium (Cu = 255.47) is the main polluter. Comparison of our results with those of other researchers allows making the conclusion that during the period of the Soviet Union disintegration by the beginning of the XXI century pollution of a snow cover notably reduced.

Citation: Bondarevich E.A. Assessment of technogenic pollution of the urban environment in Chita by the snow cover state. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2019. 59 (3): 389–400. [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-3-393>.

Поступила 20 июня 2018 г. / После доработки 4 февраля 2019 г. / Принята к печати 22 марта 2019 г.

Ключевые слова: инверсионная вольтамперометрия, снежный покров, тяжёлые металлы, Чита, эколого-геохимические коэффициенты.

Анализируется загрязнённость снега города Читы цинком, кадмием, свинцом и медью в сравнении с соседними городами. В Чите содержание водорастворимых форм тяжёлых металлов в снегу в несколько раз больше, чем в других городах. Суммарный показатель загрязнённости ($Z_C = 72,5$) с учётом токсичности ($Z_{CT} = 98,8$) – средний, но пылевая нагрузка ($Z_p = 493,5$) очень высока.

Введение

Оценка состояния воздуха в городах ограничивается, как правило, определением количества газообразных загрязнителей (оксидов азота, серы,

углерода, бензапирена, формальдегида и др.) и разных фракций пыли [1–3]. Однако не менее опасными ксенобиотиками выступают тяжёлые металлы, интенсификация поступления которых обусловлена хозяйственной деятельностью че-

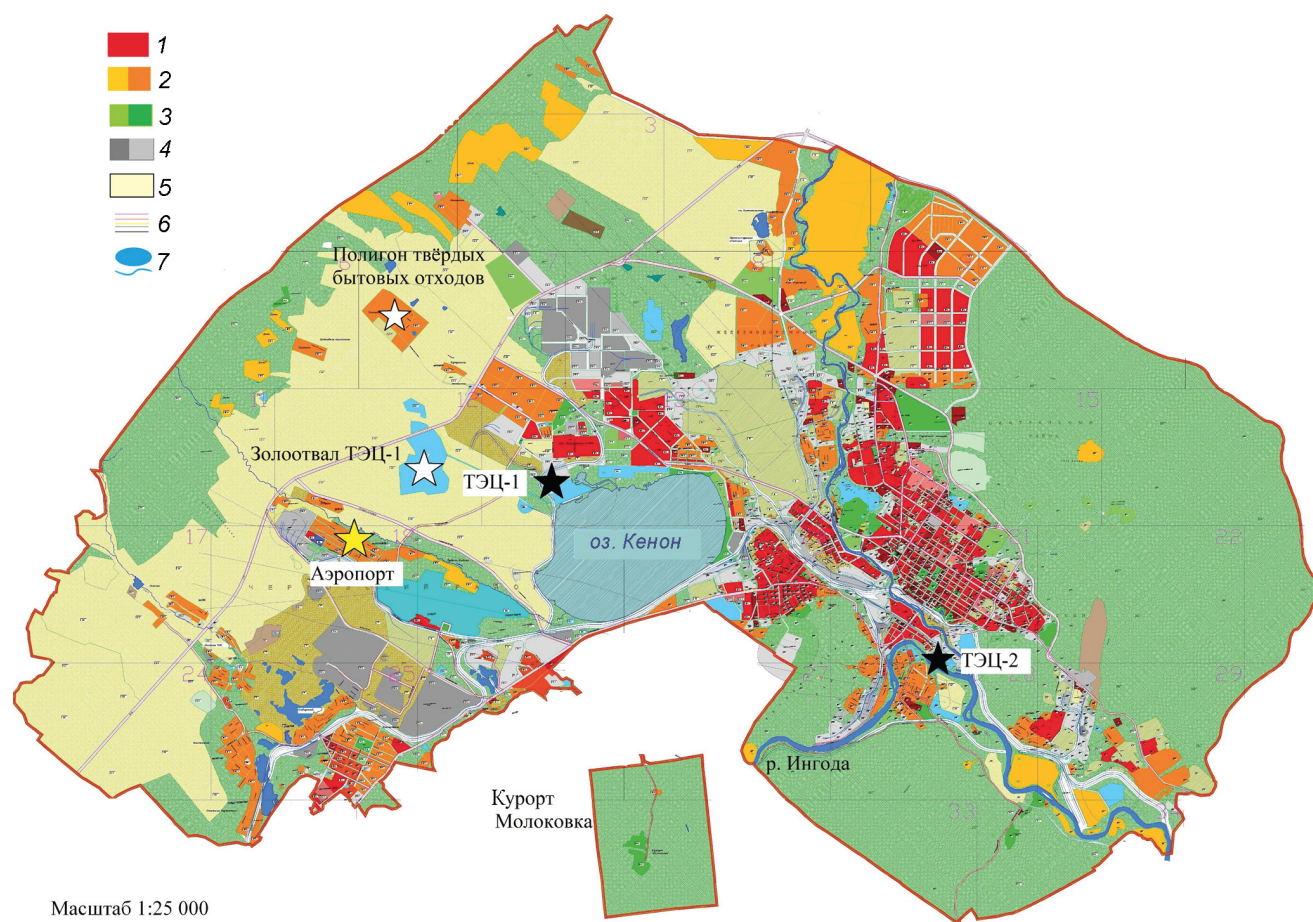


Рис. 1. Карта расположения функциональных зон города Читы и главные стационарные источники загрязнения. Функциональные зоны: 1 – многоэтажная застройка; 2 – низкоэтажная застройка и дачные кооперативы; 3 – парково-рекреационная и лесной фонд; 4 – промышленная; 5 – залежи, болота и остепнённые луга; 6 – транспортные пути; 7 – водные объекты

Fig. 1. Map of the location of the functional zones of the city of Chita, and the main stationary sources of pollution. Functional zones: 1 – multi-storey buildings; 2 – low-rise buildings and country cooperatives; 3 – parks, recreation and forestry; 4 – industrial; 5 – deposits, swamps and steppe meadows; 6 – transport route; 7 – water body

ловека [4–6]. В условиях городской территории г. Чита имеется множество стационарных и мобильных (в основном автотранспорт) источников загрязнения атмосферы, приводящих к аккумуляции токсичных элементов в сопряжённых гео-средах (рис. 1). Наибольшая степень загрязнённости атмосферы отмечается в зимний период, что связано с совокупностью природно-климатических факторов и увеличением количества аэрозолей и газов техногенного происхождения.

Значительная часть Читы расположена в Читино-Ингодинской впадине, ограниченной в востока и юга хр. Черского, а с севера и запада – Яблоновым хребтом. В условиях значительного понижения температуры воздуха в осенне-зимний период в приземной части атмосферы

формируется плотный смог. Рассеивание пыли и аэрозолей происходит медленно, так как формирующийся Сибирский антициклон уменьшает скорость движения воздушных масс. Совокупность неблагоприятных факторов в зимний период значительно ухудшает экологическое состояние урбанизированной территории и увеличивает риск развития негативных и патологических процессов в организме человека. Именно поэтому Чита включена в Приоритетный список городов с наибольшим уровнем загрязнения воздуха в России [1]. Для приблизительной оценки степени загрязнённости атмосферы в зимний период используются методы определения тяжёлых металлов в различных фракциях снежного покрова, так как считается, что снежный покров – объ-

ективный, стабильный и репрезентативный объект для оценки степени загрязнения атмосферы в зимний период в условиях техногенеза [2, 3, 7].

Цель работы — эколого-геохимическая оценка степени загрязнённости снежного покрова в условиях города Читы и сравнение этих показателей с данными по урбанизированным территориям сопредельных регионов — Приамурья, Монголии, Прибайкалья и Республики Тыва.

Материалы и методы

Для оценки уровня загрязнённости различных участков снежного покрова Читы и её окрестностей, а также фоновой территорий, расположенной в Карымском районе в окрестностях села Жимбира в 70 км от этого города в бассейне р. Тура, в работе использованы показатели для 69 проб снега. Мониторинг проводился в период 2014–2018 гг. Из-за ветреной погоды с частыми оттепелями в конце февраля отбор проб снега вели в период его максимального накопления в январе и начале февраля. Расчёты проводили по средним арифметическим значениям показателей абсолютного содержания тяжёлых металлов и относительных показателей эколого-геохимических коэффициентов.

Пробы снежного покрова отбирали в соответствии с общепринятыми методиками [8, 9]. В связи с маломощным снежным покровом, характерным для региона, пробы отбирали пластиковыми совками (без снятия 1,5 см снега у почвы) в полиэтиленовые пакеты. Проба формировалась смешиванием керна снега из нескольких близлежащих площадок, общая масса пробы — 4–5 кг. Плотность снежного покрова в пробах для открытых площадок составляла 0,11–0,13 г/см³ и до 0,18 г/см³ в лесных массивах и городе. Пробы плавили при комнатной температуре перед анализом. В ходе исследования изучали степень загрязнения снежного покрова Zn, Cd, Pb и Cu, так как тяжёлые металлы не подвергаются трансформации при таянии снега. Водорастворимую фракцию тяжёлых металлов в талой воде определяли методом инверсионной вольтамперометрии согласно методическим указаниям МУ 31-03/04 после фильтрования, без озонирования и концентрирования проб. Объём фильтрата составлял 1 мл.

Подготовку проб твёрдой фазы снежного покрова проводили согласно МУ-31 11/05 после фильтрования талой воды объёмом 1 л через бумажный фильтр. Полученный твёрдый осадок подвергали мокрому озонированию. Зола растворяли в 1 мл концентрированной муравьиной кислоты, а затем объём минерализата доводили до 10 мл дистиллированной водой.

Концентрацию ионов Zn^{2+} , Cd^{2+} , Pb^{2+} и Cu^{2+} определяли методом инверсионной вольтамперометрии на анализаторе «ТА-Универсал» методом стандартных добавок с использованием трёхэлектродной электрохимической ячейки. В качестве рабочего (индикаторного) электрода выступал амальгамный, вспомогательным и сравнения — хлорсеребряные, заполненные 1 М раствором KCl. Пробу каждого образца анализировали в трёх параллельных опытах в двукратной повторяемости. Статистическая обработка результатов проводилась программами TA-Lab и MS Excel 2010 методами описательной статистики с расчётом среднего арифметического и ошибки среднего. Для оценки степени загрязнённости снежного покрова использовали следующие эколого-геохимические коэффициенты:

пылевой нагрузки P_n ;
 общей нагрузки загрязнения $P_{\text{общ}}$;
 относительного увеличения общей нагрузки элемента K_p ;
 суммарного показателя нагрузки Z_p ;
 опасности K_o и его суммы ΣK_o — заражения;
 концентрации элементов K_c ;
 суммарного показателя загрязнения снежного покрова Z_c [6, 10–14].

Расчётные формулы представлены в работах [6, 13]. Также проводился расчёт суммарного показателя нагрузки Z_{PT} и суммарного показателя загрязнения Z_{CT} с учётом токсичности химических элементов, которые рассчитывали с использованием поправочных коэффициентов: $Z_{PT} = \Sigma(K_{p(i)}K_{T(i)}) - (n - 1)$ и $Z_{CT} = \Sigma(K_{c(i)}K_{T(i)}) - (n - 1)$. В расчётах использовали следующие коэффициенты токсичности: для химических элементов 1-го класса опасности (As, Cd, Hg, Se, Pb, Zn, Ni, Cr) $K_T = 1,5$; для 2-го класса (B, Co, Mo, Cu, Sb) — 1; для 3-го класса (Ba, V, W, Mn, Sr) — 0,5 [15]. Оценка загрязнения снега тяжёлыми металлами по соответствующим показателям, отражающим распределение содержания токсикантов в воздушном бассейне г. Чита, проводилась по оценочным шкалам (табл. 1).

Таблица 1. Уровни загрязнения почв и снежного покрова [6, 10, 16]

Уровень	Суммарный показатель загрязнения почв Z_C	Суммарный показатель загрязнения снежного покрова Z_C	Выпадение пыли за период залегания снега P_n , кг/км ²	Суммарный показатель нагрузки Z_p
Низкий	< 16	< 32	< 1000	100–250
Средний, умеренно опасный	16–32	32–64	1000–5000	250–450
Высокий, опасный	32–64	64–128	5000–10 000	450–850
Очень высокий, очень опасный	64–128	128–256	> 10 000	> 850
Максимальный, чрезвычайно опасный	> 128	> 256	>> 10 000	>> 850

Результаты и их обсуждение

Чита, краевой центр, в котором проживает более 30% населения региона, расположен в месте слияния рек Чита и Ингода. Город входит в 20 крупнейших по площади городов России – 534 км² [16], селитебная зона имеет площадь 320 км², при этом жилая застройка примыкает к промышленной зоне и отличается развитой транспортной инфраструктурой [17]. Климат региона – резко континентальный, преобладающие румбы ветра в зимний сезон – северо-западные. В наиболее морозный период – в декабре и январе – отмечаются длительные периоды штилевой погоды, характеризующиеся возникновением плотного фотохимического смога. Снежный покров формируется в конце ноября и декабре, поэтому многие ксенобиотики активно абсорбируются в нём. В течение наблюдений с 1891 по 2012 г. среднегодовая температура постепенно увеличивалась и за весь период возросла более чем на 2 °С, выросло и количество твёрдых осадков с 11–15 до 39 мм [18]. Интенсивное потепление фиксировалось в 2000-е годы, что стало причиной уменьшения времени существования снежного покрова на территории города до 80–90 дней. В окрестностях города устойчивый снежный покров сохраняется дольше и составляет 90–100 дней (в отдельные годы до 120–130 дней) [18].

Загрязнённость атмосферы и снежного покрова изучалась в Чите в 1980–90-е годы. В конце 1980-х отмечалось очень высокое загрязнение атмосферного воздуха Читы, что было связано со сжиганием огромного количества бурого угля – более 3000 тыс. т в год, однако в 1990-е годы на фоне экономического кризиса и массового закрытия предприятий этот показатель снизился. В среднем по всей территории Читы в зимние сезоны в период с 1986 по 1996 г.

в сутки фиксировалось выпадение 106,6 кг/км² пыли и твёрдых выбросов, что составляло в среднем 9594 кг/км² за весь период залегания снежного покрова [17, 19]. Установлено следующее суммарное среднегодовое количество токсичных элементов по всем объектам: Mn – 82,1 т, Cr – 7,73 т, F – 42,6 т, Pb – 1,95 т и Zn – 1,23 т [17]. Суммарный показатель загрязнения Читы в 1991 г. имел значения более 256 единиц (max 768), что характеризовало территорию города как очень загрязнённую. До 2010 г., согласно отчётам «Забайкалгеомониторинга», средняя пылевая нагрузка на урбанизированной территории Читы составляла 122 кг/км² в сутки, что соответствовало 10 980 кг/км² за сезон. Для большей части площади города (свыше 90%) величина суммарного показателя загрязнения снежного покрова $Z_C = 64 \div 128$ ед. Локальные аномалии со значениями $Z_C = 135 \div 145$ ед. отмечались около ТЭЦ-1 и крупных котельных.

По данным официальных отчётов Росприроднадзора Забайкальского краевого экологического центра и Центра гигиены и эпидемиологии по Забайкальскому краю выбросы загрязняющих веществ в атмосферу Читы в 2004–2016 гг. составляли в среднем $36,22 \pm 1,66$ тыс. т в год (медиана $36,533 \pm 5,97$ тыс. т в год, max 48,8 и min 28,7 тыс. т в год). На твёрдые выбросы приходилось в среднем 10,79 тыс. т, на газообразные и жидкие вещества – по 25,3 тыс. т выбросов. В период наблюдений атмосферные выбросы составляли в среднем $37,12 \pm 0,83$ тыс. т в год. К основным источникам загрязнения атмосферного воздуха в Чите относятся предприятия теплоэнергетики (ТЭЦ-1 и ТЭЦ-2), многочисленные котельные (29 крупных котельных), автотранспорт, свалки твёрдых бытовых отходов. Неудачное расположение города относительно розы ветров приводит в зимний период к интенсивно-

Таблица 2. Показатели уровня загрязнения талой воды и пылевой фракции снега в разных функциональных зонах Читы

Функциональные зоны	Содержание элементов $M \pm \sigma$				Коэффициент концентрации элементов K_c				Суммарный показатель загрязнения Z_c и Z_c/Z_{CT}
	Zn	Cd	Pb	Cu	Zn	Cd	Pb	Cu	
Уровень загрязнения талой воды, мкг/л									
Город в целом ($n = 61$)*	256,9±97,4	2,2±0,7	69,3±33,9	37,6±8,7	8,11	4,70	22,51	3,33	35,66
Многоэтажная застройка ($n = 21$)	108,4±40,9	1,9±0,6	61,2±4,7	35,7±9,8	3,42	4,22	19,86	3,17	27,66
Промышленная ($n = 13$)	568,9±272,5	2,92±0,3	84,2±45,1	43,9±18,2	17,95	6,37	27,35	3,89	52,56
Низкоэтажная застройка ($n = 16$)	54,4±19,9	13,5±7,3	9,5±4,4	28,1±10,9	3,63	29,41	3,09	2,49	35,62
Парково-рекреационная ($n = 11$)	117,5±53,7	0,3±0,09	15,4±9,1	16,6±1,5	3,71	0,62	4,98	14,77	21,08
Фон ($n = 8$)	31,7±2,5	0,5±0,1	3,1±2,5	11,3±7,0	—				
Уровень загрязнения пылевой фракции снега, мг/кг									
Город в целом ($n = 68$)	126,6±64,8	0,4±0,1	30,5±7,5	83,3±23,2	10,64	38,87	2,93	23,10	72,54/98,8
Многоэтажная застройка ($n = 21$)	384,9±270,4	1,6±0,9	64,0±21,9	101,6±36,2	32,34	161,81	6,15	28,16	225,47/325,6
Промышленная ($n = 18$)	221,5±126,8	0,7±0,3	53,3±12,0	118,9±38,6	18,61	68,04	5,12	32,96	121,74/167,6
Низкоэтажная застройка ($n = 16$)	27,4±18,4	0,2±0,1	17,8±8,8	13,8±7,2	2,30	20,06	1,71	3,82	24,88/36,9
Парково-рекреационная ($n = 13$)	10,2±3,9	0,08±0,03	15,1±4,9	6,8±2,4	0,86	8,50	1,45	1,89	9,71/15,1
Фон ($n = 10$)	11,9±5,3	0,01±0,005	10,4±5,4	3,6±1,9	—				

* n — число проб; тире — показатели не рассчитывались.

му переносу загрязняющих веществ в наиболее заселённые районы и создаёт неблагоприятные условия для проживания людей. Тяжёлые металлы в составе техногенных выбросов сорбируются в снежном покрове, а в процессе его таяния переходят в почву. Эти формы поллютантов наиболее опасны и агрессивны для биоты, так как они характеризуются высокой подвижностью, биодоступностью, способностью к биотрансформации и аккумуляции в почвенном покрове и биомассе.

Растворимые формы тяжёлых металлов. Динамика содержания исследуемых тяжёлых металлов в зимние сезоны с 2014 по 2018 г. имела определённые тенденции. Так, количество растворимых форм Zn значительно сократилось: в 2014/15 г. его содержание составляло $244,0 \pm 107,2$ мкг/л, а в 2017/18 г. — $85,5 \pm 29,2$ мкг/л талой воды, т.е. уменьшение составило более чем в 2,8-кратную величину. Сходные изменения отмечались для Pb и Cu. По содержанию Pb максимум отмечался в 2014/15 г. — $66,7 \pm 22,6$ мкг/л, в последующие сезоны он снижался и составлял: в 2015/16 г. — $46,2 \pm 22,2$, в 2016/17 г. — $12,3 \pm 5,3$, а в 2017/18 г. достиг минимума — $10,4 \pm 1,04$ мкг/л. Таким образом, фиксировалось сокращение имиссии Pb в 6,4 раза. Количество Cu в талой снеговой воде имело максимум в сезон 2014/15 г. — $94,3 \pm 48,6$ мкг/л, в последующие три сезона оно практически не изменялось

и равнялось $24,8$ – $29,9$ мкг/л, т.е. количество Cu уменьшилось в 3,8 раза. Содержание Cd изменялось следующим образом: в сезон 2014/15 г. — $6,9 \pm 2,3$ мкг/л, в 2015/16 г. — $22,6 \pm 6,7$ мкг/л, в 2016/17 г. — $4,9 \pm 2,0$, в 2017/18 г. — $2,0 \pm 0,2$ мкг/л. Динамика аккумуляции водорастворимых тяжёлых металлов в снежном покрове для Zn и Pb имела тенденцию к уменьшению поступления (линейный прогноз характеризовался коэффициентами аппроксимации R^2 равными 0,939 и 0,915 соответственно). Содержание Cu также подчинялось тренду снижения ($R^2 = 0,659$), тогда как по Cd чёткой динамики не было ($R^2 = 0,205$).

При исследовании водной фазы снега установлено, что наибольший вклад в загрязнённость снежного покрова в условиях Читы вносит Zn ($256,93 \pm 97,39$ мкг/л, min 1,0, max 2500,0 мкг/л) (табл. 2). Также в талой воде отмечалось высокая концентрация водорастворимых форм Pb ($69,34 \pm 33,94$ мкг/л, min 0,16, max 950,0 мкг/л) и Cu ($37,563 \pm 8,74$ мкг/л, min 0,2, max 1200,0 мкг/л), тогда как Cd имел минимальный вклад ($2,16 \pm 0,74$ мкг/л, min 0,06, max 55,0 мкг/л).

Изучение содержания водорастворимых фракций тяжёлых металлов в снежном покрове в функциональных зонах города показало, что наиболее загрязнённой была промышленная зона (см. рис. 1 и табл. 2). Для неё отмечались максимумы по Zn и Pb, тогда как по Cd и Cu лидирова-

ли другие функциональные зоны. Минимальные показатели загрязнённости отмечались для фоновых территорий. По содержанию Cd выявлена геохимическая аномалия в зоне пригородных посёлков и низкоэтажных городских кварталов ($13,51 \pm 7,27$ мкг/л). Вероятно, это связано с массовым использованием котельных, которые не имеют систем очистки дыма и для которых основной вид топлива — местный бурый уголь. Небольшие котельные коммерческих предприятий часто используют в качестве топлива автомобильные шины, пластик и другой горючий мусор, что значительно ухудшает качество воздуха и способствует загрязнению атмосферы и снега. Кроме того, часть проб из зоны низкоэтажной застройки отбиралась в районах, прилегающих к свалкам твёрдых бытовых отходов, которые утилизируют сжиганием. Зона жилых кварталов с многоэтажной застройкой по большинству показателей имела значительную загрязнённость снега водорастворимыми формами тяжёлых металлов (см. табл. 2).

Рассчитанные коэффициенты концентрации K_c и суммарного показателя загрязнённости Z_c для различных функциональных зон города позволили выявить такую картину распределения и накопления тяжёлых металлов: наиболее загрязнённой оказалась промышленная зона, при этом основной вклад в индекс Z_c вносил Pb ($K_c = 27,35$), однако уровень загрязнения для данной зоны оказался низким (см. табл. 1). Минимальные значения индекса Z_c имели участки парково-рекреационной зоны города, где основным загрязнителем была медь (см. табл. 2). В целом в условиях Читы уровень загрязнённости водной фазы снежного покрова характеризовался средним уровнем загрязнения (см. табл. 1) со значением коэффициента Саета $Z_c = 35,66$ и главным загрязнителем был Pb. Сходную тенденцию содержания и распределения водорастворимых форм тяжёлых металлов для урбанизированной территории Читы отмечали и ранее, выделяя сектора по розе ветров [13].

Сравнение абсолютных количеств водорастворимых фракций тяжёлых металлов в снежном покрове Читы и других городов макрорегиона позволило установить ряд особенностей. В усло-

виях очень сильного загрязнения (индекс Саета по 21 химическому элементу $Z_c = 559$), отмечаемого авторами в г. Улан-Батор [20, 21], рассчитанные по коэффициентам концентрации показатели суммарного загрязнения по четырём изучаемым тяжёлым металлам имели низкие величины Z_c : город 10,62, промзона 9,94, юрточная застройка 13,56, многоэтажная застройка 8,46, т.е. эти поллютанты не были в условиях Улан-Батора основными факторами загрязнения талой воды. Аналогичные тенденции отмечены и для Благовещенска (12,7) [7], Иркутска (4,51), Братска (3,0) [22] и Биробиджана [23]. При этом эколого-геохимические индексы, рассчитанные для Читы и сравниваемых городов, были больше по величинам, что отражает сходные тенденции по аккумуляции тяжёлых металлов в снежном покрове. Эти признаки позволяют выявить региональные особенности загрязнения сопряжённых географических сред: маломощность снежного покрова весь зимний период; формирование токсичного смога, не рассеивающегося несколько дней (иногда недель); высокую концентрацию источников аэрозольных выбросов, расположенных на ограниченной территории.

Массовая концентрация тяжёлых металлов — показатель, который не позволяет оценить среднее поступление этих поллютантов в течение ряда лет и степень их опасности для различных экосистем [12]. Отсутствуют и предельно допустимые концентрации (ПДК) химических веществ для снега, который представляет собой сопряжённую среду между атмосферой, почвой и поверхностными водами. В то же время снежный покров — индикатор загрязнения связанных с ним сред. Так, талые воды участвуют в питании рек и озёр, хотя для Забайкалья более значимо дождевое питание. Тем не менее, используя значения ПДК для вод различного назначения, можно прогнозировать опасность поступающей талой воды. Учитывая, что значения ПДК металлов для воды рыбохозяйственных водоёмов (Zn — 10,0, Cd — 5,0, Pb — 6,0, Cu — 1,0 мкг/л)¹, хозяйственно-питьевого и культурно-бытового использования (Zn — 1000,0, Cd — 1,0, Pb — 10,0,

¹ Приказ № 20 от 18 января 2010 г. «Об утверждении нормативов качества воды водных объектов рыбохозяйственного значения, в том числе нормативов предельно допустимых концентраций вредных веществ в водах водных объектов рыбохозяйственного значения». Федеральное агентство по рыболовству. <http://docs.cntd.ru/document/902199367> (дата обращения 15.05.2018).

Таблица 3. Коэффициенты опасности K_0 и суммарный коэффициент заражения ΣK_0 снежного покрова Читы водорастворимыми формами тяжёлых металлов для объектов рыбохозяйственного значения (числитель) и для объектов хозяйственно-питьевого и культурно-бытового водопользования (знаменатель)

Функциональные зоны	Коэффициенты опасности K_0 по ПДК элементов				Суммарный коэффициент заражения ΣK_0
	Zn	Cd	Pb	Cu	
Город в целом	25,69/0,26	0,43/2,16	11,56/6,93	37,56/0,04	75,24/9,39
Многоэтажная застройка	10,84/0,11	0,39/1,94	10,19/6,12	35,73/0,04	57,15/8,20
Промышленная	56,89/0,57	0,58/2,92	14,04/8,42	43,87/0,04	115,39/11,96
Низкоэтажная застройка	5,44/0,05	2,70/13,51	1,59/0,95	28,12/0,03	37,85/14,55
Парково-рекреационная	11,75/0,12	0,06/0,29	2,56/1,54	166,64/0,17	181,00/2,11
Фон	3,17/0,03	0,09/0,46	0,51/0,31	11,28/0,01	15,05/0,81

Cu – 1000,0 мкг/л)² различаются на несколько порядков, сопоставление концентраций в снеге проводили с каждым из этих регламентов.

Практический интерес коэффициента загрязнения и его суммы для ряда поллютантов заключается в том, что он позволяет оценить, во сколько раз необходимо разбавить поступающие талые воды для уменьшения их загрязнённости до нормативных показателей. Так, для рыбохозяйственных целей талую снеговую воду в среднем нужно разбавлять чистой водой в 75,24 раза (табл. 3), а для хозяйственно-питьевого использования – в среднем в 9,39 раза. Наибольшее загрязнение формирует снежный покров промышленной и парково-рекреационной зон, для которых необходимо разбавлять чистой водой сточную воду в 115,4 и 181 раза соответственно. Однако расчёты коэффициентов опасности по ПДК водных объектов хозяйственно-питьевого и культурно-бытового водопользования показали, что и вода из зоны низкоэтажной застройки требует значительного разведения (см. табл. 3).

Минеральные формы тяжёлых металлов. Основное количество тяжёлых металлов, выпадающих с зимними осадками, содержится в форме трудно- или нерастворимых соединений (оксиды, сульфиды, карбонаты, комплексные соединения и адсорбционные комплексы с иммобилизованными поллютантами). Все эти соединения

и образования потенциально токсичны и опасны для живых организмов, так как становятся биодоступными после соответствующей трансформации в результате изменений pH почвенных растворов, биотрансформации и действия других биологических и геохимических факторов. В связи с этим был изучен химический состав твёрдого осадка снега на городской территории и рассчитаны различные эколого-геохимические коэффициенты относительно фоновой территории для г. Чита (см. табл. 2) и городов, расположенных в сходных природно-климатических условиях. Динамика уровня загрязнения твёрдой фракцией снежного покрова по всем изучаемым элементам характеризовалась стабильностью и небольшой изменчивостью показателей. Содержание Zn имело максимум в сезон 2015/16 г. – 260,4±143,4 мг/кг, в остальные сезоны значения были ниже – от 61,5 до 91,2 мг/кг. Колебания содержания Cd было аналогичным и изменялось от 1,06 (2014/15 г.) до 3,2 мг/кг (2016/17 гг.). Количество Pb во все периоды наблюдения было в пределах 60 мг/кг, а Cu – менее 75 мг/кг.

Абсолютные значения содержания тяжёлых металлов в пылевой фракции снежного покрова Читы характеризовались превышениями ПДК (значения предельно допустимых концентраций для Zn – 55,0, Cd – 0,5, Pb – 32,0, Cu – 33,0 мг/кг)³ в промышленной и многоэтажной

² Гигиенические нормативы ГН 2.2.5.1315–03 «Предельно допустимые концентрации (ПДК) химических веществ в воде водных объектов хозяйственно-питьевого и культурно-бытового водопользования» (введены в действие с 30.04.2003 постановлением Главного государственного санитарного врача РФ от 15.06.2003 № 78, с изменениями на 13 июля 2017 г. <http://docs.cntd.ru/document/901862249> (дата обращения: 15.05.2018).

³ Гигиенические нормативы ГН 2.1.7.2041–06 «Предельно допустимые концентрации (ПДК) химических веществ в почве» (введены в действие с 01.04.2006 постановлением Главного государственного санитарного врача РФ от 23.01.2006 № 1, с изменениями на 26 июля 2017 г.). <http://docs.cntd.ru/document/901966754> (дата обращения 20.05.2018).

жилой зонах. В наибольшей степени загрязнение отмечалось по Zn (промзона характеризовалась семикратным превышением ПДК, многоэтажная застройка — четырёхкратным, город в целом — 2,5-кратным) (см. табл. 2). По Cd в общегородском масштабе превышения ПДК не отмечались, однако в промышленной функциональной зоне количество микроэлемента было в 3,2 раза, а в жилой многоэтажной зоне — в 1,4 раза больше ПДК. Содержание Pb в городе в целом было ниже ПДК, но в промзоне и многоэтажной застройке оно превышало в 2 и в 1,7 раза соответственно. Количество Cu в общегородских условиях было в 2,5 раза выше ПДК, в промышленной зоне отмечалось трёхкратное, а в многоэтажной зоне 3,6-кратное превышение ПДК (см. табл. 2). По уровню загрязнённости тяжёлыми металлами функциональные зоны низкоэтажной застройки, парково-рекреационной и фоновой характеризовались как экологически благоприятные и не имеющие превышения ПДК по каждому из микроэлементов.

При сравнении абсолютных показателей содержания тяжёлых металлов в пылевой фракции снежного покрова Читы с другими городами установлено, что в Благовещенске [7] и Улан-Баторе [20, 21] содержание всех микроэлементов в десятки (иногда в сотни) раз выше, чем в Чите. Эти тенденции отмечаются как для городов в целом, так и для отдельных функциональных зон, и для фоновых участков соответствующих урбанизированных территорий. В наибольшей мере для Благовещенска и Улан-Батора характерно накопление в пылевой фракции Zn (для Улан-Батора составило более чем 100-кратное превышение ПДК, для промзоны Благовещенска — 12-кратное). В меньшей мере такие превышения отмечены и по остальным микроэлементам: в Улан-Баторе — по Cd — в 28,6, по Pb — в 40,6, по Cu — в 36,4 раза; в Благовещенске (промзона) — по Cd — в 7,5, по Pb — в 3,3, по Cu — в 3 раза. Значительное содержание тяжёлых металлов в твёрдой фазе снега в фоновых пробах для этих городов обусловило достаточно низкие коэффициенты концентрации и величины индекса Саета (Благовещенск $Z_C = 12,7$, Улан-Батор $Z_C = 5,2$). Для пылевой фракции снежного покрова г. Кызыл [24, 25], напротив, отмечалось очень низкое содержание всех поллютантов и не фиксировалось превышений регламентов ПДК.

Фоновые территории имели чрезвычайно низкое содержание изучаемых тяжёлых металлов, что отразилось на значениях эколого-геохимических коэффициентов.

Суммарный показатель загрязнённости Z_C с учётом токсичности химических элементов $Z_{СТ}$ показывает, что геохимические условия в Чите имеют средний уровень с умеренной опасностью. В промышленной зоне эти показатели характеризовались как высокие и очень высокие (чрезвычайно опасные), в зоне многоэтажной застройки — средние (по $Z_{СТ}$ — высокий), остальные функциональные зоны имели низкую опасность (см. табл. 2).

При сравнении пылевой фракции снега из Читы с этими же характеристиками по городам Благовещенск и Улан-Батор степень суммарного загрязнения тяжёлыми металлами был на 1–2 порядка выше. Однако с учётом других неорганических поллютантов в Улан-Баторе имеются зоны со средними и локальными аномально высокими уровнями загрязнённости снежного покрова. Сходные с Читой эколого-геохимические особенности отмечались для г. Кызыл [24, 25]. При этом город в целом характеризовался низким уровнем загрязнённости ($Z_C = 22,3$), а с учётом токсичности — средним уровнем с умеренной опасностью ($Z_{СТ} = 32,7$). С учётом десяти поллютантов эти показатели гораздо выше (максимум для центральной части г. Кызыл $Z_C = 392,5$), что представляет собой чрезвычайно опасный уровень загрязнения. При этом вклад Zn, Cd, Pb и Cu в этот показатель также существен (более 35%); коэффициент Саета с учётом токсичности $Z_{СТ} = 139,5$. Южная и северная зоны г. Кызыл имели очень высокий уровень загрязнения.

Выпадение пыли в разных зонах г. Чита имело следующую тенденцию: максимальные показатели отмечались вблизи промышленных объектов и транспортных путей, а в парково-рекреационной зоне этот показатель был почти в 3 раза ниже (рис. 2). В условиях фона выпадение пыли было минимальным и составляло $2296,88 \text{ кг/км}^2$, что соответствует $25,5 \text{ кг/(км}^2 \cdot \text{сут.)}$. В расчёте по средним значениям для города за период снегонакопления в состав снежного покрова с учётом площади города 534 км^2 выпадает из атмосферы 8,06 тыс. т пыли, что составляет 60% годового поступления

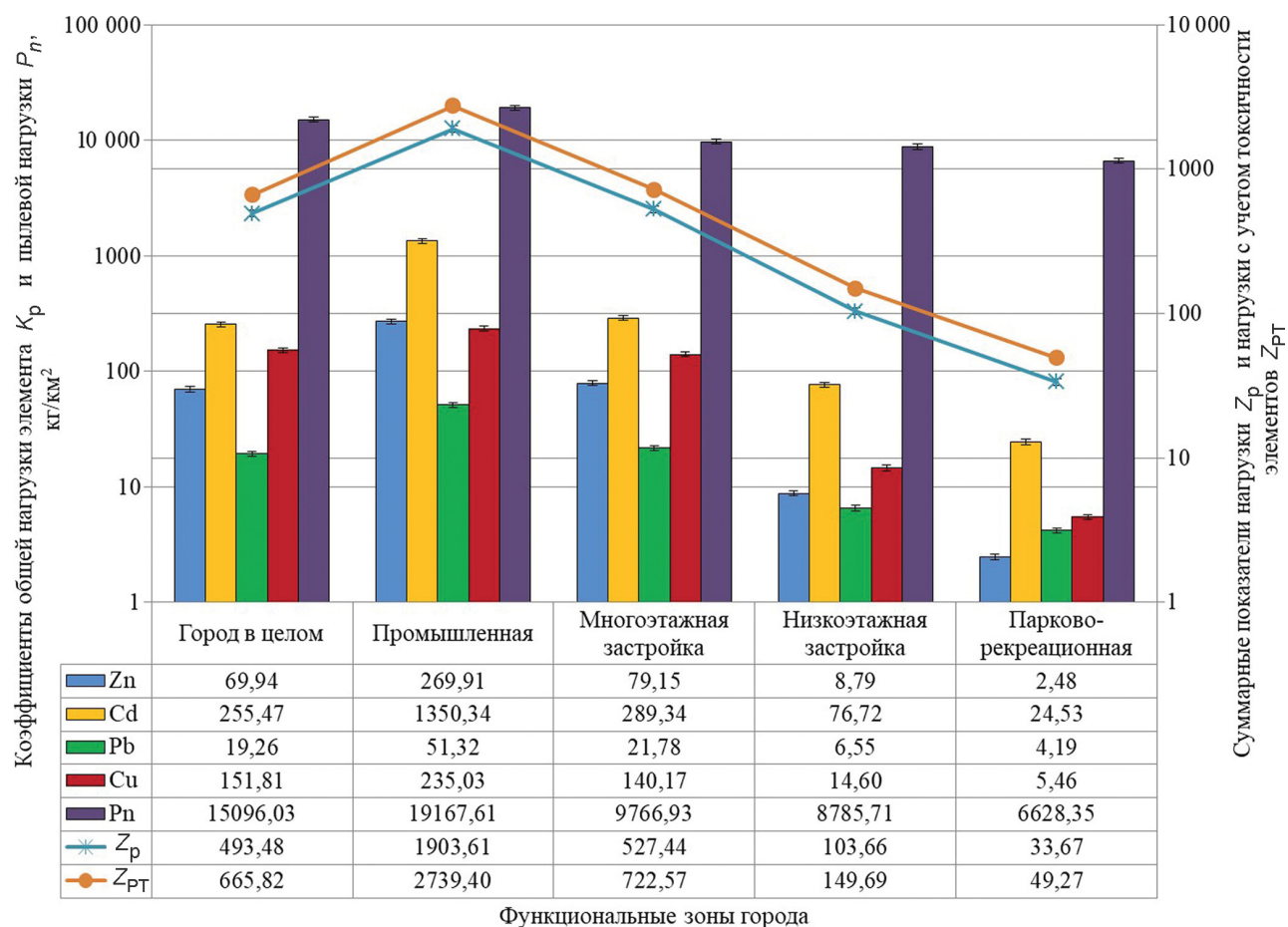


Рис. 2. Эколого-геохимические показатели загрязнённости пылевой фракции снежного покрова в г. Чита
Fig. 2. Ecologo-geochemical indicators of contamination of the dust fraction of the snow cover in the city of Chita

в атмосферу города [26]. Однако реальное распределение отличается от усреднённой модели и, по-видимому, этот показатель выше. В целом по выпадению пыли фоновые территории относятся к низкому, парково-рекреационная и жилые зоны — к высокому, а промышленная к очень высокому уровням запылённости (см. рис. 2).

Рассчитанные коэффициенты нагрузки загрязнения K_p , суммарный показатель нагрузки Z_p и суммарный показатель нагрузки с учётом токсичности элементов Z_{PT} позволяют охарактеризовать урбанизированную территорию Читы как сильно загрязнённую (см. табл. 1 и рис. 2), при этом основной вклад в индексы Z_p и Z_{PT} вносит Cd ($K_p = 255,47$). Степень накопления поллютантов в снежном покрове в разных функциональных зонах городской среды существенно отличалась и имела тенденцию к уменьшению от промышленной к парково-рекреационной зоне. Так, промышленная зона характеризу-

лась очень высоким уровнем загрязнения и значительной экологической опасностью пылевой фракции, зоны высокоэтажной жилой застройки — высоким уровнем загрязнения, низкоэтажной застройки и парково-рекреационной — низкими уровнями (см. табл. 1 и рис. 2).

Выводы

1. Загрязнённость снежного покрова Читы отличается средним уровнем, а величины суммарного загрязнения чётко дифференцированы по функциональным зонам города. В промзоне и зоне многоэтажной застройки существует множество источников загрязнения и слабая возможность удаления поллютантов, что приводит к интенсивному накоплению в снежном покрове токсичных веществ. Эти территории отличаются высоким уровнем загрязнённости.

2. Талая снеговая вода в Чите и в других городах, с которыми велось сравнение, отличается низким и средним уровнем загрязнения растворимыми формами тяжёлых металлов. Самая высокая степень загрязнённости характерна для Улан-Батора (Z_C достигает 853), однако вклад в этот уровень загрязнённости рассматриваемых токсикантов несуществен.

3. В условиях Читы основная доля тяжёлых металлов остаётся в составе труднорастворимых форм, и природные таёжные и лесостепные ландшафты в границах города способствуют их самоочищению. Территории с высокими показателями загрязнённости пылевой фракции снежного покрова к весне и лету имеют низкий уровень загрязнённости почвенного покрова [27].

4. Суммарное загрязнение пылевой фракции снежного покрова в Чите и Кызыле схоже из-за маломощного снежного покрова, температурных инверсий, значительной высоты над уровнем моря, действия Сибирского антициклона и

химического состава сжигаемого топлива. Условия Иркутска и Благовещенска отличаются большей многоснежностью, хотя техногенное воздействие в них сходно с Читой.

5. Высокие уровни загрязнения талой воды в промышленной зоне Читы могут быть вызваны близостью их источников и относительно низкой скоростью перемещения воды. Большая часть загрязняющих веществ неорганического происхождения находится в труднорастворимых формах в составе пыли и твёрдых выбросов. Высокий уровень загрязнения может быть связан с низкими скоростями движения воздуха между высокими зданиями и интенсивным использованием автотранспорта.

6. В зимний период в результате формирования плотного смога техногенного происхождения условия проживания в Чите становятся крайне неблагоприятными и могут провоцировать развитие патологий дыхательной, сердечно-сосудистой систем организма и канцерогенез.

Литература

1. Ежегодник состояния загрязнения атмосферы в городах на территории России за 2011 г. / Под ред. Э.Ю. Безуглой. СПб.: Росгидромет, 2012. 234 с.
2. Воронкова И.П., Чеснокова Л.А. Содержание токсичных микроэлементов в сопряжённых средах // Гигиена и санитария. 2009. № 4. С. 17–19.
3. Гарипова С.А., Лобачев А.Л., Лобачева И.В., Ревинская Е.В. Определение содержания тяжёлых металлов в жидкой фазе снега рентгенофлуоресцентным методом // Вестн. Самарского гос. ун-та. 2011. Вып. 5 (86). С. 129–135.
4. Даукаев Р.А., Сулейманов Р.А. Мониторинг загрязнения снежного покрова Уфы // Гигиена и санитария. 2008. № 5. С. 26–28.
5. Дорогова В.Б., Бурмаа Б., Энхцэцэг Ш., Байгаль О., Оюунбилэг Д., Цэгмид С., Туяа С., Батсүх Ч. Загрязнение свинцом окружающей среды в Улан-Баторе и состояние здоровья детей // Гигиена и санитария. 2008. № 4. С. 8–9.
6. Смирнова С.М., Долин В.В. Тяжёлые металлы в снежном покрове г. Николаева // Збірник наукових праць Інституту геохімії навколишнього середовища. 2011. Вип. 19. С. 115–124.
7. Куимова Н.Г., Сергеева А.Г., Шумилова Л.П., Павлова Л.М., Борисова И.Г. Эколого-геохи-

References

1. *Ezhegodnik sostoyaniya zagryazneniya atmosfery v gorodakh na territorii Rossii za 2011 g.* Yearbook of the state of atmospheric pollution in cities of Russia in 2011. Ed. E.Yu. Bezuglova. St. Petersburg: Roshydromet, 2012: 234 p. [In Russian].
2. Voronkova I.P., Chesnokova L.A. The content of toxic microelements in conjugate media. *Gigiena i sanitariya*. Hygiene and Sanitation. 2009, 4: 17–19. [In Russian].
3. Garipova S.A., Lobachev A.L., Lobacheva I.V., Revinskaya E.V. Determination of heavy metals in the liquid phase of snow by X-ray fluorescent method. *Vestnik Samarskogo gosudarstvennogo universiteta*. Bulletin of the Samara State University. 2011, 5 (86): 129–135. [In Russian].
4. Daukaev R.A., Suleymanov R.A. Monitoring of snow cover in Ufa. *Gigiena i sanitariya*. Hygiene and Sanitation. 2008, 5: 26–28. [In Russian].
5. Dorogova V.B., Burmaa B., Enkhsetzag Sh., Bajgal' O., Oyuunbileh D., Cehgmid S., Tuyaa S., Batsuh Ch. Pollution of lead by the environment in Ulan-Bator and the state of children's health. *Gigiena i sanitariya*. Hygiene and Sanitation. 2008, 4: 8–9. [In Russian].
6. Smirnova S.M., Dolin V.V. Heavy metals in the snow cover of Mykolayiv city. *Zbirnik naukovih prac' Institutu geohimii navkolishn'ogo seredovishcha*. Collection of scientific works of the Institute of Geochemistry of the environment. 2011, 19: 115–124. [In Russian].
7. Kuymova N.G., Sergeeva A.G., Shumilova L.P., Pavlova L.M., Borisova I.G. Ekologo-geochemical estimation of aerotechnogenic pollution of the urban territory

- мическая оценка аэротехногенного загрязнения урбанизированной территории по состоянию снежного покрова // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2012. № 5. С. 422–435.
8. Методические рекомендации по геохимической оценке загрязнения территории городов химическими элементами / Сост. Б.А. Ревич, Ю.Е. Сает, Р.С. Смирнова, Е.П. Сорокина. М.: изд. ИМГРЭ, 1982. 112 с.
 9. Методические рекомендации по оценке степени загрязнения атмосферного воздуха населённых пунктов металлами по их содержанию в снежном покрове и почве. № 5174–90 / Сост. Б.А. Ревич, Ю.Е. Сает, Р.С. Смирнова. М.: изд. ИМГРЭ, 1990. 9 с.
 10. Регионы и города России: интегральная оценка экологического состояния / Под ред. Н.С. Касимова. М.: ИП Филимонов М.В., 2014. 560 с.
 11. 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.
 12. Степанова Н.В., Хамитова Р.Я., Петрова Р.С. Оценка загрязнения городской территории по содержанию тяжёлых металлов снежном покрове // Гигиена и санитария. 2003. № 2. С. 18–21.
 13. Бондаревич Е.А., Коцюржинская Н.Н., Жилыева О.А., Самойленко Г.Ю., Климович К.И., Игумнов С.А. Мониторинг загрязнения снежного покрова г. Читы тяжёлыми металлами // Изв. вузов. Прикладная химия и биотехнология. 2018. Т. 8. № 2. С. 132–144. doi: 10.21285/2227-2925-2018-8-2-132-144.
 14. Касимов Н.С., Битюкова В.Р., Кислов А.В., Коселева Н.Е., Никифорова Е.М., Малхазова С.М., Шартова Н.В. Проблемы экогеохимии крупных городов // Разведка и охрана недр. 2012. № 7. С. 8–13.
 15. Водяницкий Ю.Н. Формулы оценки суммарного загрязнения почв тяжёлыми металлами и металлоидами // Почвоведение. 2010. № 10. С. 1276–1280.
 16. Регионы России. Основные социально-экономические показатели городов. М.: Росстат., 2016. 442 с.
 17. Елизарова Т.В. Загрязнения окружающей среды и её влияние на здоровье городского детского населения Забайкалья (на примере города Читы): Дис. на соиск. уч. степ. канд. мед. наук. Иркутск: ИГМУ, 1997. 149 с.
 18. Обязов В.А., Смахин В.К. Ледовый режим рек Забайкалья в условиях изменяющегося климата // Водные ресурсы. 2013. № 3. С. 227–234.
 - by the snow cover condition. *Geoekologiya. Inzhenernaya geologiya. Gidrogeologiya. Geokriologiya. Geoecology. Engineering geology. Hydrogeology. Geocryology*. 2012, 5: 422–435. [In Russian].
 8. *Metodicheskie rekomendatsii po geokhimicheskoy otsenke zagryazneniya territorii gorodov khimicheskimi elementami*. Methodological recommendations on the geochemical assessment of urban pollution by chemical elements. Compilers: B.A. Revich, Yu.E. Saet, R.S. Smirnova, E.P. Sorokina. Moscow: IMGRE, 1982: 112 p. [In Russian].
 9. *Metodicheskie rekomendatsii po otsenke stepeni zagryazneniya atmosfernogo vozdukha naselyonnykh punktov metallami po ikh sodержaniyu v snezhnom pokrove i pochve. № 5174–90*. Methodical recommendations for assessing the degree of pollution of atmospheric air in populated areas with metals by their content in the snow cover and soil. 5174–90. Compilers: B.A. Revich, Yu.E. Saet, R.S. Smirnova. Moscow: IMGRE, 1990: 9 p. [In Russian].
 10. *Regiony i goroda Rossii: integral'naya otsenka ekologicheskogo sostoyaniya*. Regions and cities of Russia: an integrated assessment of the ecological state. Ed. N.S. Kasimov. Moscow: Filimonov M.V., 2014: 560 p. [In Russian].
 11. *Sayet Yu.E., Revich B.A., Yanin E.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*. Geochemistry of the environment. Moscow: Nedra, 1990: 335 p. [In Russian].
 12. *Stepanova N.V., Khamitova R.Ya., Petrova R.S.* Assessment of urban pollution by the content of heavy metals in the snow cover. *Gigiena i sanitariya*. Hygiene and Sanitation. 2003, 2: 18–21. [In Russian].
 13. *Bondarevich E.A., Kotsurzhinskaya N.N., Zhilyaeva O.A., Samoylenko G.Yu., Klimovich K.I., Igumnov S.A.* Monitoring of snow cover pollution in Chita by heavy metals. *Izvestiya vuzov. Prikladnaya khimiya i biotekhnologiya*. *Izvestiya Vuzov. Applied Chemistry and Biotechnology*, 2018. 8 (2): 132–144. doi: 10.21285/2227-2925-2018-8-2-132-144. [In Russian].
 14. *Kasimov N.S., Bitukova V.R., Kislov A.V., Kosheleva N.E., Nikiforova E.M., Malkhazova S.M., Shartova N.V.* Problems of ecogeochemistry of large cities. *Razvedka i okhrana nedr*. Protection and exploration of mineral resources. 2012, 7: 8–13. [In Russian].
 15. *Vodyanitsky Yu.N.* Formulas for estimating the total contamination of soils with heavy metals and metalloids. *Pochvovedenie*. Eurasian Soil Science. 2010, 10: 1276–1280. [In Russian].
 16. *Regiony Rossii. Osnovnye social'no-ekonomicheskie pokazateli gorodov: 2016*. Regions of Russia. The main socio-economic indicators of cities. Moscow: Rosstat, 2016: 442 p. [In Russian].
 17. *Elizarova T.V. Zagryazneniya okruzhayushchey sredy i eyo vliyaniye na zdorov'e gorodskogo detskogo naseleniya Zabaykal'ya (na primere goroda Chity)*. Environmental pollution and its impact on the health of the urban children of Transbaikalia (on the example of the city of Chita). PhD. Irkutsk: IGMU, 1997: 149 p. [In Russian].

19. Билинкус В.М. Гигиеническая оценка влияния атмосферных загрязнений на состояние здоровья и санитарно-бытовые условия жизни населения крупного промышленного центра Забайкалья: Дис. на соиск. уч. степ. канд. мед. наук. М.: НИИ Гигиены им. Ф.Ф. Эрисмана, 1986. 184 с.
20. Кошелева Н.Е., Касимов Н.С., Сорокина О.И., Гунин П.Д., Бажжа С.Н., Энх-Амгалан С. Геохимия ландшафтов Улан-Батора // Изв. РАН. Сер. геогр. 2013. № 5. С. 111–126.
21. Сорокина О.И., Кошелева Н.Е., Касимов Н.С., Голованов Д.Л., Бажжа С.Н., Доржготов Д., Энх-Амгалан С. Тяжелые металлы в воздухе и снежном покрове Улан-Батора // География и природ. ресурсы. 2013. № 3. С. 159–170.
22. Гребенищикова В.И. Геохимическая специфика состава снеговой воды некоторых городов Иркутской области // Вода: химия и экология. 2013. № 2. С. 19–25.
23. Калманова В.Б. Экологическое состояние снежного покрова как показатель качества урбанизированной территории (на примере г. Биробиджана) // Современные проблемы науки и образования. 2015. № 2 (ч. 2). Электронный ресурс: <https://science-education.ru/ru/article/view?id=21525> (дата обращения: 10.07.2018).
24. Тас-оол Л.Х., Янчат Н.Н., Жданок А.И., Чупикова С.А. Загрязнение снежного покрова территории г. Кызыл // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2014. № 6. С. 507–517.
25. Тас-оол Л.Х., Хомушку Б.Г., Чупикова С.А., Янчат Н.Н. Геохимические аспекты загрязнения окружающей среды г. Кызыла пылевыми частицами дымовых выбросов // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2016. № 6. С. 531–542.
26. Доклад об экологической ситуации в Забайкальском крае за 2010 год. Чита: Экспресс-изд-во, 2011. 196 с.
27. Самойленко Г.Ю., Бондаревич Е.А., Коцюржинская Н.Н., Борискин И.А. Мониторинг загрязненности тяжелыми металлами почвенного покрова и растений (на примере *Potentilla tanacetifolia* Willd. ex Schlecht.) природных экосистем в условиях урбанизированной территории г. Читы // Самарский науч. вестн. 2018. Т. 7. № 1 (22). С. 110–115.
18. Obyazov V.A., Smatkhin V.K. Ice regime of Transbaikalian rivers under changing climate. *Vodnyie resursy*. Water Resources. 2013, 3: 227–234.
19. Bilinkis V.M. *Gigienicheskaya otsenka vliyaniya atmosferynykh zagryazneniy na sostoyanie zdorov'ya i sanitarno-bytovye usloviya zhizni naseleniya krupnogo promyshlennogo tsentra Zabaykal'ya*. Hygienic assessment of the impact of atmospheric pollution on the health and sanitary living conditions of the population of a large industrial center of Transbaikalia. PhD. Moscow: Erisman Institute of Hygiene, 1986: 184 p. [In Russian].
20. Kosheleva N.E., Kasimov N.S., Sorokina O.I., Gunin P.D., Enh-Amgalan S. Landscape geochemistry of Ulaanbaatar city. *Izvestiya Ross. Akad. Nauk, Seriya Geogr.* Proc. of the RAS, Geographical Series. 2013, 5: 111–126. [In Russian].
21. Sorokina O.I., Kosheleva N.E., Kasimov N.S., Golovanov D.L., Bazha S.N., Dorzhgotov D., Ehn-Amgalan S. Heavy metals in air and snow cover of Ulaanbaatar city. *Geografiya i prirodnye resursy*. Geography and natural resources. 2013, 3: 159–170. [In Russian].
22. Grebenshchikova V.I. Geochemical specificity of the composition of snow water in some cities of the Irkutsk region. *Voda: khimiya i ehkologiya*. Water: chemistry and ecology. 2013. 2: 19–25. [In Russian].
23. Kalmanova V.B. Ecological state of the snow cover as an indicator of the quality of the urbanized territory (Birobidzhan as an example). *Sovremennye problemy nauki i obrazovaniya*. Modern problems of science and education, 2015, 2. Access mode: <https://science-education.ru/en/article/view?id=21525> (date of access: July 10, 2013). [In Russian].
24. Tas-ool L.H., Yanchat N.N., Zhdanok A.I., Chupikova S.A. Pollution of snow cover of the territory of Kyzyl city. *Geoekologiya. Inzhenernaya geologiya. Gidrogeologiya. Geokriologiya*. Geoecology. Engineering geology. Hydrogeology. Geocryology. 2014, 6: 507–517. [In Russian].
25. Tas-ool L.H., Khomushku B.G., Chupikova S.A., Yanchat N.N. Geochemical aspects of environment in Kyzyl town with dust particles of smoke emissions. *Geoehkologiya. Inzhenernaya geologiya. Gidrogeologiya. Geokriologiya. Geoecology. Geoecology. Engineering geology. Hydrogeology. Geocryology*. 2016, 6: 531–542. [In Russian].
26. *Doklad ob ehkologicheskoy situatsii v Zabaykal'skom krae za 2010 god*. Report on the environmental situation in the Trans-Baikal Territory in 2010. Chita: Express-publishing house, 2011: 196 p. [In Russian].
27. Samoylenko G.Yu., Bondarevich E.A., Kotsurzhinskaya N.N., Boriskin I.A. Monitoring of contamination by heavy metals of the soil cover and plants (*Potentilla tanacetifolia* Willd. ex Schlecht. as an example) of natural ecosystems in the urbanized territory of the city of Chita. *Samarskiy nauchnyi vestnik*. Samara Scientific Herald. 2018, 7, 1 (22): 110–115. [In Russian].

Обзоры и хроника

УДК 551.32

<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-3-436>

XX век: Историческая канва советской/российской гляциологии

© 2019 г. В.М. Котляков

Институт географии РАН, Москва, Россия
vladkot6@gmail.com

XX century: Brief historical outline of Soviet/Russian glaciology

V.M. Kotlyakov

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
vladkot6@gmail.com

Received March 9, 2019 / Revised April 12, 2019 / Accepted June 13, 2019

Keywords: *Division on Glaciology, Glaciological Journal, glaciological symposia, International Geophysical Year, USSR Glacier Inventory.*

Summary

The article describes the formation and development of Soviet glaciology during the second half of the XX century and the role of the Glaciological Department of the Institute of Geography of the USSR Academy of Sciences in this process. The Department of Glaciology had been organized in 1957 by outstanding Soviet scientist G.A. Avsyuk. During the International Geophysical Year (1957–1958) Soviet glaciologists worked in Antarctica, on the Franz Josef Land and Novaya Zemlya, as well as in the Polar Urals, where a permanent station was established and operated until disintegration of the Soviet Union. In succeeding years comprehensive field studies of glaciers were carried out in the Caucasus, in mountains of Central Asia and at Spitsbergen. Since 1961, the results were published in the periodical issues «Data of Glaciological Studies». In 2010, this edition was transformed into an academic journal under the title «Ice and Snow». Two years later, along with the Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences, the Russian Geographical Society became its co-founder. This is a quarterly journal.

In the early 1960s, special Division of Glaciology had been organized in the Russian Geophysical Committee under Presidium of the USSR Academy of Sciences, and later on, members of this Department regularly organized All-Union (then All-Russian) glaciological symposia. These were held in different cities of the Soviet Union/Russia. A total of 16 glaciological symposia took place from 1961 to 2016. In addition, in 1970–80s the Department of Glaciology annually conducted school workshops on different areas of glaciology. In the 1970s, a program had been developed for continuous observations of the glacier fluctuations of three classes, differing in degree of detail; these works were carried out until disintegration of the Soviet Union. In 1965–1982, Academy of Sciences in cooperation with the Hydrometeorological Service collected data to compile the USSR Glacier Inventory, and the Department of Glaciology of the Institute of Geography had organized for this purpose the Pamir expedition that carried out field investigations from 1968 to 1974. The USSR Glacier Inventory was the first one in creation of the world catalogue of glaciers, which had been completed at the beginning of the XXI century. In 1997, the World Atlas of Snow and Ice Resources had been published; it was based on the whole complex of data available in the XX century on the state of the present-day glaciers. At the turn of the XX–XXI centuries, there comes a time of the space age, when the main sources of our knowledge about the Earth are the satellite images of different scales and properties.

Citation: Kotlyakov V.M. XX century: Brief historical outline of Soviet/Russian glaciology. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2019. 59 (3): 401–410. [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-3-436>.

Поступила 9 марта 2019 г. / После доработки 12 апреля 2019 г. / Принята к печати 13 июня 2019 г.

Ключевые слова: *гляциологические симпозиумы, журнал по гляциологии, Каталог ледников СССР, Международный геофизический год, Секция гляциологии.*

Рассказывается о становлении и развитии советской гляциологии на протяжении второй половины XX в. и о роли отдела гляциологии Института географии АН СССР/РАН в этом процессе. Говорится о Секции гляциологии, периодическом издании «Материалы гляциологических исследований» (сейчас академический журнал «Лёд и Снег») и 16 всесоюзных (всероссийских) гляциологических симпозиумах, а также многих начинаниях Секции гляциологии во второй половине XX в.

Введение. Предыстория

Эта статья написана по моим «живым» воспоминаниям, охватывающим около 70 лет. Конечно, рассматриваемая здесь эпоха в развитии гляциологии имела очень серьёзный фундамент, заложенный в конце XIX в., а если «копнуть» ещё глубже, то мы обнаружим уже в трудах М.В. Ломоносова немало здравых мыслей, научно доказанных значительно позже. Например, Ломоносов за несколько десятилетий до открытия Антарктиды предположил существование у Южного полюса материкового ледника: «В близости Магелланского пролива и против мыса Доброй надежды, около 53 градусов полуденной широты, великие льды ходят, почему сомневаться не должно, что в большем отдалении острова и матерая земля многими и несходящими снегами покрыты и что большая обширность земной поверхности около южного полюса занята оными, чем на севере».

А двести лет назад, 28 января (по новому стилю) 1820 г. шлюпы Русской экспедиции под руководством Ф.Ф. Беллинсгаузена и М.П. Лазарева «Мирный» и «Восток» достигли точки с координатами 69°21' ю.ш. и 2°15' в.д. Здесь моряки заметили большие ледяные поля, которые отличались от всех виденных до этого. Морской офицер П.М. Новосильский сделал запись в своём дневнике: «...мы устремились сквозь льды к ледяному берегу». До берега Антарктиды оставалось всего 20–25 км. Однако возможностей для исследований Южнополярного материка в то время у России не было. Основные усилия в изучении ледников были обращены на горное оледенение, и здесь большую роль сыграло Русское географическое общество. Известный русский геолог и географ И.В. Мушкетов по итогам своих путешествий 1874–1875 и 1877–1880 гг. описал ряд ледников Средней Азии, в том числе и открытый им Зеравшанский ледник. Он был одним из организаторов Международной ледниковой комиссии, созданной на Шестом международном геологическом конгрессе в 1894 г., и стал руководителем первой в России Ледниковой комиссии под эгидой Русского географического общества. Эта Комиссия во главе с И.В. Мушкетевым разработала программу наблюдений за ледниками, опубликованную РГО, которая активизировала наблюдения за ледниками на Кавказе, Алтае и в горах Средней Азии.

В 1882–1883 гг. был организован Первый международный полярный год (МПГ), в котором Россия приняла активное участие. На концах некоторых ледников Кавказа, Алтая, Тянь-Шаня и Памира были установлены специальные марки (реперы, отметки на заметных камнях) для последующих наблюдений за изменениями концов ледников. Сейчас старинные марки изредка встречаются у концов когда-то находившихся здесь ледников. По ним видно, как далеко (на многие сотни метров и даже километры) отступили ледники от своего положения в конце XIX в. Итоги Первого МПГ в России нашли отражение в 36 опубликованных томах, но сведений о ледниках в них крайне мало — слишком редка была сеть метеорологических и иных исследовательских станций, использовались лишь примитивные приборы, не хватало опытных наблюдателей, отсутствовала радиосвязь. Всё это появилось спустя десятилетия и широко использовалось во время проведения Второго МПГ в 1932–1933 гг.

К 1932 г. в Советской Арктике работало 17 станций, в том числе на Земле Франца-Иосифа, Новой Земле, Северной Земле, Новосибирских островах, о. Врангеля, на Таймыре и др. Большинство станций были геофизическими, но некоторые занимались проблемами гляциологии. Экспедиции работали и на ледниках Кавказа и Средней Азии. Активно участвовал и руководил работами Ледниковых экспедиций 1932–1933 гг. С.В. Калесник [1], который на базе этих наблюдений ввёл в гляциологию понятие *хионосферы* и *энергии оледенения*, исследовал проблему взаимодействия ледников с другими элементами географической среды и подробно написал об этом в двух своих книгах [2, 3]. Правда, стоит добавить, что понятие «морозного слоя атмосферы» — прообраза современной хионосферы — предложил ещё М.В. Ломоносов.

Во второй половине 1940-х годов, после окончания Великой Отечественной войны, когда вновь появилась возможность расширить фронт научных исследований, в советской гляциологии появились два новых имени: Г.А. Авсюк и П.А. Шумский. Григорий Александрович Авсюк изучал современное оледенение Тянь-Шаня, в том числе движение льда ледников, его температурное состояние, режим ледников плоских вершин. При исследовании этих ледников Г.А. Авсюк установил, что питание холодных горных ледников происходит не только путём накоп-



Рис. 1. Доклад П.А. Шумского в Мирном (Антарктида) о результатах похода к станции Пионерская
Fig. 1. Report by P.A. Shumsky in Mirny (Antarctica) on the results of campaign to Pionerskaya station

ления фирна, но и в результате поверхностного намерзания талой воды, т.е. за счёт наложенного льда. К такому же выводу совершенно независимо пришли в то время ещё трое учёных: шведский географ Вальтер Шютт по работам на ледниках Лапландии, швейцарский гляциолог Фриц Мюллер по исследованиям на ледниках Канадского Арктического архипелага, а также П.А. Шумский на основе исследований на ледниках Земли Франца-Иосифа. Так в системе гляциологической зональности была открыта зона ледяного питания, широко распространённая на ледниках Арктики и внутриконтинентальных гор.

Вклад Петра Александровича Шумского в мировую гляциологию трудно переоценить. Плод его молодости [4] и главное произведение — «Основы структурного ледоведения» [5] вскоре стали известны всему миру, и, несмотря на то, что он тогда не выезжал за границу, его заочно избрали Президентом Международной Комиссии снега и льда Ассоциации гидрологических наук Международного геодезического и геофизического союза на срок 1960–1962 гг. (рис. 1).

Международный геофизический год

Новое время в советской гляциологии начинается в середине 1950-х годов, когда в области наук о Земле возникла идея организации очередного международного года исследований земной природы, получившего название Международного геофизического года (МГГ). Он проводился

с 1 июля 1957 г. по 31 декабря 1958 г., а в 1959 г. был продолжен на год как Международное геофизическое сотрудничество.

В рамках МГГ исследования в области гляциологии проводили 26 стран. Были организованы 103 ледниковые станции, несколько станций на дрейфующих льдах и целый ряд экспедиций. В Северном полушарии работало 54 гляциологических станции, а в Южном — 49, в том числе 31 станция располагалась в Северной полярной области, а 49 — в Антарктике. Самые обширные исследования ледников выполнили Советский Союз и США, имевшие по 17 станций: по 11 на своей территории и по шести — в Антарктиде. В СССР стационарные гляциологические наблюдения вели на Земле Франца-Иосифа, Новой Земле, Полярном Урале, Эльбрусе, ледниках Федченко на Памире, Карабаткак на Тянь-Шане, Центральный Туяксу в Заилийском Алатау, Актру на Алтае, в горах Сунтар-Хаята, в Хибинах и под Москвой — в Загорске. Всеми этими работами руководил Г.А. Авсюк. В Антарктиде гляциологические работы выполняли на советских станциях Мирный, Пионерская, Восток-1, Комсомольская, Восток и Советская. В качестве результатов этих работ назову увидевшую свет в 1961 г. свою монографию, которая спустя пять лет была издана в английском переводе [6].

Среди главных достижений МГГ в области гляциологии отмечу: расширение районов исследований, применение новых методов, получение одновременных данных о состоянии ледников в разных частях Земли, начало непрерывных си-



Рис. 2. Григорий Александрович Авсюк с В.М. Котляковым (слева) и М.Г. Гроссвальдом

Fig. 2. Grigory Aleksandrovich Avsiuk with V.M. Kotlyakov (left) and M.G. Grosswald

стематических наблюдений за режимом ледников. Международный геофизический год сыграл решающую роль в становлении советской гляциологии, в превращении её из узкой академической отрасли науки в широкую науку геофизического профиля, соединённую многими связями с науками о верхней атмосфере, океане и «твёрдой Земле». Полученные в СССР научные результаты наблюдений МГГ были изданы более чем в 120 томах серии «Материалы гляциологических исследований». Они хранятся, в том числе на электронных носителях, в мировых центрах геофизических данных по гляциологии в Москве, Боулдере (США) и Кембридже (Великобритания).

В Институте географии АН СССР отдел гляциологии был создан в 1957 г., возглавил его Г.А. Авсюк (рис. 2). В то время в отделе работала в основном молодёжь — средний возраст сотрудников составлял 32 года. В период МГГ гляциологи в течение двух лет работали на Земле Франца-Иосифа и Новой

Земле, а также на Полярном Урале, где была создана постоянно действующая станция, которая существовала вплоть до распада Советского Союза.

Много сил было отдано исследованиям условий существования ледников высоко в горах, в частности на склонах Эльбруса. В период МГГ такие работы на Эльбрусе (включая трёхдневные наблюдения на седловине Эльбруса на высоте 5300 м над ур. моря) вели сотрудники Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова, а в 1962–1963 гг. здесь работала экспедиция Института географии АН СССР (включая две зимовки на Ледовой базе на высоте 3700 м над ур. моря). В 1964 г. небольшая группа во главе с А.Б. Казанским провела наблюдения на склоне пика Ленина в Заалайском хребте: на высоте 5600 м целый месяц измеряли поступление тепла из атмосферы, а также испарение и таяние на ледниковой поверхности, а затем совершили восхождение на вершину и на высоте около 7000 м провели цикл теплораспределительных наблюдений. Эти уникальные работы на Эльбрусе и пике Ленина позволили лишь «прикоснуться» к пониманию физики ледниковых процессов на таких больших высотах. И лишь в XXI в. сотрудникам отдела гляциологии Института географии РАН (В.Н. Михаленко, С.С. Кутузову, И.И. Лаврентьеву и др.) удалось дважды провести глубокое бурение толщи льда (с отбором ледяного керна) на Западном плато у вершины Эльбруса.

Гляциологический журнал

1961 год — знаменательная веха в развитии отечественной гляциологии. В этот год состоялся Первый всесоюзный гляциологический симпозиум, и в этом же году отдел гляциологии Института географии организовал и выпустил первое периодическое издание в области гляциологии. Оно называлось «Материалы гляциологических исследований», как и вся обширная библиотека издаваемых тогда итогов исследований в период МГГ. Очень скоро это издание стало академическим журналом по гляциологии, который получил широкую известность во всём мире. Небольшая группа энтузиастов (В.М. Котляков, М.Г. Гроссвальд и И.А. Лосева) стала основой постоянно действующей редколлегии, в которую входили не только москвичи, но и представители «гляциологических» городов — Ленинграда, Алма-Аты, Таш-

кента, Тбилиси, Томска, Нальчика. Постепенно это издание стало рецензируемым журналом и трибуной отечественной гляциологии. На страницах «Материалов гляциологических исследований» (МГИ — как привилось в ссылках) публиковались научные статьи, материалы совещаний и конференций в области гляциологии и дискуссии по актуальным научным проблемам.

В первых номерах этого издания и сейчас интересно читать высказывания ведущих гляциологов о содержании гляциологической науки (это наука о ледниках или о всех видах природных льдов?), о понятии «хионосфера», введённом в обиход С.В. Калесником ещё в довоенные годы, о системе пограничных уровней в нивально-гляциальной зоне и многом другом, что ещё «не устоялось» в науке. Возможно, к подобным дискуссиям нас подтолкнули обсуждения, проводившиеся с конца 1940-х годов на страницах «*Journal of Glaciology*». В те годы там состоялась дискуссия о значении слова *гляциология* как науки об изучении всех видов природных льдов, а не только ледников. В ходе обсуждения на страницах нашего журнала С.В. Калесник, Г.А. Авсюк, М.В. Тронов утверждали, что гляциология — это наука о ледниках, а П.А. Шумский, Г.Д. Рихтер, Н.Н. Пальгов и К.К. Марков полагали, что гляциология должна изучать все природные льды, а не только ледники. В результате этой дискуссии за гляциологией было закреплено значение науки о всех видах льдов, а для обозначения той части науки, которая занимается ледниками, был предложен термин *ледниковедение*. Однако этот термин не прижился, вероятно, из-за своей громоздкости. И в русском, и в английском языках по-прежнему нет удачного термина для обозначения науки о ледниках, в отличие от немецкого (*Gletscherkunde*).

В первых сорока выпусках «Материалов гляциологических исследований» к названию издания добавляли два слова: «Хроника, обсуждения». Это действительно отражало содержание выпусков первых лет, где публиковались подробные отчёты о всех событиях тогдашней гляциологической жизни. И эта моя статья в значительной мере стала возможной потому, что в издании «Материалов гляциологических исследований» сохранились замечательные записи полувековой давности. На страницах «МГИ (Хроника, обсуждения)» мы своевременно узнавали о выходе в свет новых гляциологических монографий, среди которых стоит

назвать сводки с результатами коллективных работ тех лет на Земле Франца Иосифа, Новой Земле, Полярном Урале и Шпицбергене [7–11].

Много позже, в 2010 г., периодическое издание «Материалы гляциологических исследований» получило облик и статус академического журнала. Под именем «Лёд и Снег» журнал стал выходить ежеквартально, а ещё спустя два года его взяло «под своё крыло» Русское географическое общество, став соучредителем журнала вместе с Институтом географии РАН. Сейчас журнал завоевал свою нишу, индексируется в Scopus и Web-of-Sciences, выпускается как в бумажной, так и в электронной версиях.

Секция гляциологии и гляциологические симпозиумы

Исследования по программе Международного геофизического года сильно расширили базу для развития отечественной гляциологии. Этой науке уже было тесно в рамках традиционной географии, так как многие аспекты исследований ледников относились к областям геофизики, да и в международном плане гляциология принадлежала не к Международному географическому союзу, а к Международному союзу геодезии и геофизики, где уже много лет существовала Международная комиссия снега и льда. Поэтому уже в начале 1960-х годов в Межведомственном геофизическом комитете при Президиуме АН СССР была образована Секция гляциологии. Её возглавил Г.А. Авсюк, а его заместителем стал П.А. Шумский.

После окончания МГГ Секция гляциологии организует обработку и издание материалов наблюдений, итоговых монографий и сборников статей. В 1961 г. в Москве проходит Первый всесоюзный гляциологический симпозиум, положивший начало целой системе таких симпозиумов, вот уже полвека организующих всю отечественную гляциологию (таблица). Подобные симпозиумы в 1960- и 1970-х годах собирали до 200, а иногда и более участников. Вместе с тем ежегодно в Москве или Подмосковье проходили совещания и школы-семинары Секции, на которых присутствовало до 100 человек. Несколько таких школ проведено в Терсколе, на Полярном Урале, в Петропавловске-Камчатском и даже на Северной Земле. Эти встречи позволяли объединить усилия разных творческих коллективов и поддержать создание гляцио-

Всесоюзные, а с 1991 г. Всероссийские гляциологические симпозиумы

Номер	Год	Город
I	Январь 1961	Москва
II	Май 1962	Алма-Ата
III	Август 1965	Чолпон-Ата
IV	Сентябрь 1968	Терскол
V	Сентябрь 1972	Ташкент
VI	Сентябрь 1976	Алма-Ата
VII	Сентябрь 1980	Томск
VIII	Май 1984	Таллин
IX	Ноябрь 1988	Тбилиси
X	Март 1993	Обнинск
XI	Май 1996	Пушино
XII	Май 2000	Пушино
XIII	Май 2004	Санкт-Петербург
XIV	Сентябрь 2008	Иркутск
XV	Июнь 2012	Архангельск
XVI	Май 2016	Санкт-Петербург

логических ячеек в союзных республиках и дальних уголках России, что способствовало становлению отечественной гляциологической школы.

Следующей после Москвы гляциологической столицей в те годы была Алма-Ата, где известный казахстанский гляциолог Н.Н. Пальгов возглавлял довольно большую группу энтузиастов-гляциологов, работавших на известном и наиболее изученном Центральном Туяксуйском леднике, вошедшем в систему гляциологических станций МГГ. Здесь с успехом прошёл Второй гляциологический симпозиум. Третий всесоюзный гляциологический симпозиум состоялся летом 1965 г. в Киргизии, на северном берегу Иссык-Куля близ города Чолпон-Ата. Число участников перевалило за 150. А на противоположном, южном берегу Иссык-Куля, в селе Покровка находилась Тянь-Шанская физико-географическая станция, основанная Г.А. Авсюком. Сравнительно недалеко отсюда на сыртах лежат ледники плоских вершин Центрального Тянь-Шаня, в том числе опытный ледник Карабаткак, где Г.А. Авсюк ставил свои эксперименты по искусственному усилению таяния ледника.

Важная забота Секции гляциологии — организация наблюдений за изменениями размеров (площади, длины, толщины, положения конца) и формы ледников, обычно сопровождающимися наступанием или отступанием их концов. С 1963 г. такие наблюдения проводили по программе, принятой Международной комиссией

снега и льда, а с 1973 г. после долгих дебатов была принята собственная программа, разработанная под руководством П.А. Шумского. Эта программа предусматривала работы на ледниках трёх классов, различающиеся по степени детальности. Детальные наблюдения первого класса были поставлены на четырёх ледниках: леднике Обручева на Полярном Урале, леднике Абрамова на Алайском хребте, Центральном Туяксуйском леднике в Заилийском Алатау и на леднике Карабаткак на хр. Терской Алатау. Работы по второму классу планировались на 15 ледниках, а по третьему классу — более чем на 150 ледниках, в основном с помощью космической информации. Исследования по этой системе продолжались вплоть до 1980-х годов, но затем, с распадом СССР, прекратились.

В середине 1960-х годов состоялось решение ЮНЕСКО о Международном гидрологическом десятилетии (1965–1974 гг.), в рамках которого были запланированы наблюдения в репрезентативных горно-ледниковых бассейнах. Такие наблюдения под эгидой Секции гляциологии и Гидрометеослужбы СССР были начаты в 1966 г. в семи бассейнах: трёх — на Кавказе, двух — в горах Средней Азии и по одному — на Алтае и Полярном Урале.

А двумя годами раньше, в 1963 г., произошла подвижка ледника Медвежьего на Центральном Памире, что послужило началом всемирных исследований пульсирующих ледников. На леднике Медвежьем, в том числе и в его области питания, под руководством Л.Д. Долгушина были проведены детальные исследования, что позволило понять особенности режима этого ледника и причины его внезапных подвижек. В октябре–декабре 1969 г. дал о себе знать ещё один пульсирующий ледник — Колка, расположенный на северном склоне Казбека, всего в 20 км от столицы Северной Осетии Владикавказа. В пик своего продвижения ледник проходил за сутки 130 и даже 250 м, а затем скорость его падала до 1,5–2 м в день. Площадь ледника в результате наступания увеличилась на 1 км², было вынесено не менее 50 млн м³ льда. Это событие вызвало необходимость серьёзного изучения пульсирующих ледников, что повлекло за собой создание специальной экспедиции Института географии АН СССР, проработавшей здесь несколько лет.

В 1968 г., в разгар программы ЮНЕСКО, в Приэльбрусье прошёл Четвёртый всесоюзный гляциологический симпозиум, а Пятый симпозиум был летом 1972 г. в Ташкенте и собрал почти

200 участников. Наряду с молодёжью приехали и корифеи отечественной гляциологии: Г.А. Авсюк, М.В. Тронов, И.С. Шукин, А.В. Шнитников, П.А. Шумский, Г.К. Тушинский и др. (рис. 3).

Помимо деловых и научных совещаний, в 1970-х годах Секция гляциологии стала ежегодно проводить школы-семинары по отдельным научным отраслям. Такие школы проходили несколько раз на научно-учебной базе МГУ в Азау. Первая такая школа состоялась в апреле 1972 г., на ней рассматривали современные методы наблюдений и расчётов основных составляющих балансов тепла, воды и льда для репрезентативных горно-ледниковых бассейнов Международного гидрологического десятилетия. На следующий год в Алма-Ате обсуждали основы теории колебаний ледников и статистические методы их изучения, а также использование наблюдений на поверхности ледников для исследования их режима.

Очередная школа-семинар летом 1975 г. была проведена на Полярно-Уральской станции, на которой начались работы ещё в период МГГ. В 1970-х годах здесь была запланирована серия экспериментов. Для этого внутри ближайшего к станции ледника Обручева был пройден тоннель, в котором разместили необходимое оборудование. Ещё одна школа-семинар была проведена в Петропавловске-Камчатском, где гляциологи исследовали взаимосвязи вулканизма и оледенения. «Рекорд» участия был установлен на Шестом симпозиуме в сентябре 1976 г. в Алма-Ате. На нём было около 300 участников. В течение пяти дней было прочитано около 150 докладов, охвативших все стороны теоретической, экспериментальной и прикладной гляциологии (рис. 4). Седьмой Всесоюзный гляциологический симпозиум в 1980 г. проходил в Томске. Несмотря на дальний путь, в Сибирь приехали около 200 гляциологов, и программа была весьма насыщенной. В работе симпозиума участвовал М.В. Тронов, но это было его последнее общение с гляциологическим сообществом.

Интерес к гляциологии в 1960–70-е годы в нашей стране был достаточно велик. Он подогревался традиционным вниманием к Российскому Северу и продолжающимися исследованиями Антарктиды, заботами об обеспечении водными ресурсами хлопковых полей Средней Азии, борьбой со снежными заносами на дорогах и снегомелиорациями в средней полосе России. В газетах регулярно публиковали статьи о ледниках, а



Рис. 3. Арсений Владимирович Шнитников (справа) и Иван Семенович Шукин летом 1972 г. на симпозиуме в Ташкенте

Fig. 3. Arseny Vladimirovich Shnitnikov (right) and Ivan Semenovich Shchyukin, summer of 1972, symposium in Tashkent

на телевидении время от времени обсуждали эти темы в клубе кинопутешествий, в учебных и молодёжных программах, а иногда и в развлекательных. Гляциологическая жизнь продолжала активно развиваться даже в трудные переходные годы нашей страны (рис. 5).

Создание Каталога ледников Советского Союза

Ещё в начале 1960-х годов было активно поддержано предложение Г.А. Авсюка о создании Каталога ледников Советского Союза. На базе топографических карт, как правило 100- и 50-тысячного масштаба, с применением аэрофотоснимков и, конечно, с изучением всей имеющейся



Рис. 4. Открытие Шестого всесоюзного гляциологического симпозиума в Алма-Ате.

В первом ряду президиума сидят (слева направо): Е.С. Короткевич, П.А. Шумский, Г.А. Авсюк, Г.А. Токмагамбетов, К.Г. Макаревич, Г.К. Тушинский, М.В. Тронов. На трибуне – В.М. Котляков

Fig. 4. Opening of the Sixth all-union glaciological symposium in Alma-Ata.

On the first row (right to the left): E.S. Korotkevich, P.A. Shumsky, G.A. Avsyuk, G.A. Tokmagambetov, K.G. Makarevich, G.K. Tushinsky, M.V. Tronov. At the tribune – V.M. Kotlyakov



Рис. 5. Участники Десятого гляциологического симпозиума в Обнинске в 1993 г.

Fig. 5. Participants of the Tenth glaciological symposium in Obninsk, 1993

литературы, следовало дать характеристику географического положения, морфологии, климатических условий и режима ледников, схемы их расположения, таблицу с основными сведениями о длине, площади и высотном положении, данные о стационарных и экспедиционных исследованиях, а также о гидрометеорологических станциях и осадкомерах в описываемом районе.

Для унификации обширной деятельности, которую вели гляциологи на разных территориях страны, было издано Руководство по составлению Каталога ледников СССР, предполагавшее использование крупномасштабных топографических карт с привлечением отдешифрованных аэроснимков, а в ряде случаев — дополнительных

полевых обследований ледников. Для выполнения этих работ был избран плодотворный путь сотрудничества Гидрометеослужбы с гляциологами. Именно Гидрометеослужба выпустила в свет составленное гляциологами Руководство и включила Каталог ледников СССР в свою серию «Ресурсы поверхностных вод СССР».

Чтобы составить Каталог ледников Памира, силами отдела гляциологии Института географии АН СССР была создана экспедиция, проработавшая на Памире с 1968 по 1974 г. За эти годы с борта вертолёта были осмотрены сотни высокогорных ледников, поправлены их границы, совершены тяжелейшие посадки вертолёта на высотах вплоть до 4800 м над ур. моря, пройдены



Рис. 6. Ведущие составители Атласа снежно-ледовых ресурсов мира.

Сидят (слева направо): О.П. Чижов, Н.Н. Дрейер, О.В. Рототаева, О.Н. Виноградов. Стоят: Н.М. Зверкова, В.М. Котляков, Т.Е. Хромова

Fig. 6. The main authors of the World Atlas of Snow and Ice Resources.

Sitting (left to the right): O.P. Chizhov, N.N. Dreyer, O.V. Rototaeva, O.N. Vinogradov. Staying: N.M. Zverkova, V.M. Kotlyakov, T.E. Khromova

многие километры в ледниковых бассейнах на высотах свыше 4000 м и десятки снежных шурфов в областях питания ледников, уточнены контуры ледников на аэрофотоснимках и картах. Все эти работы дали основание составить отвечающий всем требованиям Каталог ледников Памира, но не только. На основе полученных материалов коллектив участников выпустил монографию о состоянии оледенения Памира в 1970–80-х годах [12], с которым теперь можно сравнивать все изменения ледников, происходящие в эпоху глобального потепления XX–XXI вв.

В 1966–1982 гг. были изданы все 108 выпусков Каталога ледников СССР. Это была первая полная инвентаризация ледников в нашей стране. Оказалось, что в 1950–60-х годах (к этому периоду в основном относятся сведения, приводимые в Каталоге) ледники в СССР занимали площадь 78 239 км², в том числе примерно 56 122 км² приходилось на долю Арктики и 22 117 км² — на долю горных ледников. Общее число ледников в горах Советского Союза площадью каждый более 0,1 км² составило около 28 700. Каталог ледников СССР стал первой подобной работой мирового масштаба. Теперь уже закончено составление каталога ледников всего мира, но сохраняется приятное сознание того, что именно советские гляциологи проложили дорогу всемирной инвентаризации ледников.

В 1997 г. был издан Атлас снежно-ледовых ресурсов мира [13], в основе которого лежал весь комплекс имеющихся в XX в. материалов. По существу, это — последний в мире атлас, основанный на всей сумме реальных и расчётных дан-

ных и способах их обработки, напечатанный не в четыре, а в 32 краски (рис. 6). При выполнении этого проекта, разработанного в Институте географии, к многолетней работе гляциологов присоединились и климатологи, и гидрологи из научных учреждений всей страны. Атлас фактически завершил традиционный подход к исходным материалам, свойственный XX в. Больше таких полных и детальных атласов на основе наземных географических исследований в мире не издавалось — наступила космическая эпоха, когда главными источниками наших знаний о Земле становится спутниковая информация разных масштабов и свойств.

Заключение. Эпоха космических наблюдений

В самом конце XX в., вместе с выходом в свет Атласа снежно-ледовых ресурсов мира, была издана книга на английском языке [14], в которой были собраны и переведены на английский язык 34 статьи советских гляциологов, ярко характеризующих пути развития советской гляциологии. В числе авторов опубликованных в этой работе статей имена учёных, прокладывавших пути отечественной гляциологии: М.В. Тронова, Г.А. Авсюка, П.А. Шумского, Г.К. Тушинского, А.К. Дюнина и большой группы учёных следующего поколения.

Многолетние работы отдела гляциологии Института географии РАН в начале XXI в. подведены в двухтомной монографии [15, 16], характеризующей как современное состояние оле-

денения Северной Евразии, так и его возможные изменения в эпоху потепления конца XX — начала XXI в. Дальнейшее продвижение, как показывают исследования во многих странах, возможно лишь на базе широкого и многоцелевого применения космических материалов и новых методов их обработки. Подобный опыт использован нами при создании книги, подводящей итоги исследований горных ледников нашей страны в первые десятилетия XX в. [17].

Благодарности. Работа выполнена в рамках фундаментальных научных исследований по проекту «Оледенение и сопутствующие природные процессы при изменениях климата» (№ 0148-2019-0004 AAAA-A19-119022190172-5).

Acknowledgments. This research was supported by the project «Glaciation and accompanying natural processes in the epoch of global warming» (the Government Contract № 0148-2019-0004 AAAA-A19-119022190172-5).

Литература

References

1. Калесник С.В. Горные ледниковые районы СССР. Л.-М.: Гидрометеиздат, 1937. 182 с.
2. Калесник С.В. Общая гляциология. Л.: Учпедгиз, 1939. 327 с.
3. Калесник С.В. Очерки гляциологии. М.: Географгиз, 1963. 551 с.
4. Шумский П.А. Энергия оледенения и жизнь ледников. М.: Географгиз, 1947. 60 с.
5. Шумский П.А. Основы структурного ледоведения. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 492 с.
6. Котляков В.М. Снежный покров Антарктиды и его роль в современном оледенении материка. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 246 с.
7. Оледенение Урала. М.: Наука, 1966. 305 с.
8. Оледенение Новой Земли. М.: Наука, 1968. 338 с.
9. Оледенение Земли Франца-Иосифа. М.: Наука, 1973. 352 с.
10. Оледенение Шпицбергена (Свальбарда). М.: Наука, 1975. 307 с.
11. Гляциология Шпицбергена. М.: Наука, 1985. 200 с.
12. Оледенение Памиро-Алая. М.: Наука, 1993. 256 с.
13. Атлас снежно-ледовых ресурсов мира / Ред. В.М. Котляков. М.: Российская академия наук, 1997. 392 с.
14. 34 selected papers on main ideas of Soviet glaciology, 1940s–1980s. / Ed. V.M. Kotlyakov. Moscow, 1997. 480 p.
15. Оледенение Северной и Центральной Азии в современную эпоху. М.: Наука, 2006. 482 с.
16. Оледенение Северной Евразии в недавнем прошлом и ближайшем будущем. М.: Наука, 2007. 366 с.
17. Котляков В.М., Хромова Т.Е., Носенко Г.А., Попова В.В., Чернова Л.П., Муравьев А.Я., Рототаева О.В., Никитин С.А., Зверкова Н.М. Современные изменения ледников горных районов России. М.: Тов-во научных изданий КМК, 2015. 288 с.
1. Kalesnik S.V. *Gornye lednikovye raiony SSSR*. Mountain glaciated regions of the USSR. Leningrad–Moscow: Gidrometeizdat, 1937: 182 p. [In Russian].
2. Kalesnik S.V. *Obshchaya glyatsiologiya*. General glaciology. Leningrad: Uchpedgiz, 1939: 327 p. [In Russian].
3. Kalesnik S.V. *Ocherki glyatsiologii*. Essays of Glaciology. Moscow: Geografiz, 1963: 551 p. [In Russian].
4. Shumsky P.A. *Energiya oledeneniya i zhizn' lednikov*. Energy of glaciation and live of glaciers. Moscow: Academy of Sciences of the USSR, 1947: 60 p. [In Russian].
5. Shumsky P.A. *Osnovy strukturnogo ledovedeniya*. Fundamentals of the structure ice science. Moscow: Academy of Sciences of the USSR, 1955: 492 p. [In Russian].
6. Kotlyakov V.M. Antarctic snow cover and its role in the present-day glaciation of the continent. Jerusalem, 1966. 256 p.
7. *Oledeneniye Urala*. Glaciation of the Urals. Moscow: Nauka, 1966: 305 p. [In Russian].
8. *Oledeneniye Novoy Zemli*. Glaciation of Novaya Zemlya. Moscow: Nauka, 1968: 338 p. [In Russian].
9. *Oledeneniye Zemli Franca-Iosifa*. Glaciation of Franz Josef Land. Moscow: Nauka, 1973: 352 p. [In Russian].
10. *Oledeneniye Shpitzbergena*. Glaciation of Svalbard. Moscow: Nauka, 1975: 307 p. [In Russian].
11. *Glyatsiologiya Shpitsbergena*. Glaciology of Svalbard. Moscow: Nauka, 1985: 200 p. [In Russian].
12. *Oledeneniye Pamiro-Alaya*. Glaciation of Pamirs-Alay. Moscow: Nauka, 1993: 256 p. [In Russian].
13. *Atlas snezhno-ledovykh resursov mira* / Red. V.M. Kotlyakov. World Atlas of Snow and Ice Resources. Ed. V.M. Kotlyakov. Moscow: Russian Academy of Sciences, 1997: 392 p. [In Russian].
14. 34 selected papers on main ideas of Soviet glaciology, 1940s–1980s. / Ed. V.M. Kotlyakov. Moscow, 1997: 480 p.
15. *Oledeneniye Severnoy i Tsemtral'noy Azii v sovremennuyu epokhu*. Glaciation in North and Central Eurasia at Present Time. Moscow: Nauka, 2006: 482 p. [In Russian].
16. *Oledeneniye Severnoy Evrazii v nedavnem proshlom i blizhayshem budushchem*. Glaciation in North Eurasia in the Resent Past and Immediate Future. Moscow: Nauka, 2007: 366 p. [In Russian].
17. Kotlyakov V.M., Khromova T.Y., Nosenko G.A., Popova V.V., Chernova L.P., Muraviev A.Y., Rototaeva O.V., Nikitin S.A., Zverkova N.M. *Sovremennyye izmeneniya lednikov gornyykh rayonov Rossii*. Recent glacier changes in mountain regions of Russia. Moscow: KMK Scientific Press, 2015: 288 p. [In Russian].

Космические снимки в новом Атласе «Российская Арктика»

© 2019 г. В.И. Кравцова*, Е.И. Пижанкова, А.И. Кизяков, А.В. Гаврилов

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

*valentinamsu@yandex.ru

Satellite images in the new Atlas «Russian Arctic»

V.I. Kravtsova*, E.I. Pizhankova, A.I. Kizyakov, A.V. Gavrilov

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

*valentinamsu@yandex.ru

Received August 12, 2018 / Revised December 27, 2018 / Accepted March 22, 2019

Keywords: *atlas, Earth exploration, industrial impact, landscape, permafrost, river mouths, satellite images, sea ice, shores.***Summary**

The increasing interest in the Arctic promotes appearance of new cartographic products to provide information for the primary tasks of this region development. So, several atlases of the Arctic have been already published. At the initiative and with the financial support from the oil and gas industry, a new Atlas «Russian Arctic» is being prepared for publication, in which considerable attention is given to the environmental aspects of the development of the North with account for conditions of changing climate. Unlike previous atlases, this Atlas contains thematic sets of satellite images reflecting changes in the natural environment, in particular, different types of natural ice under conditions of warming. The space part of the Atlas developed by the authors of this article covers a number of subjects. Thus, the decrease in the area of sea ice is illustrated by the materials of shooting from the space of the Northern polar cap for the period of the largest reduction in the area. Images made in different time fix retreating of the shores, composed of underground ice, being the result of the processes of thermal abrasion, thermal erosion and thermal denudation. Complicated ice conditions of navigation in the Ob Bay and characteristics of the Arctic rivers mouths are presented by pictures of tidal estuaries of the rivers Mezen and Kuloi. Images of ice jams at the mouth of the Northern Dvina River and materials of space monitoring of measures for liquidation of them are also given in the Atlas. Special attention is given to forms of permafrost relief, which are well displayed in high-resolution images. They show a polygonal micro-relief of different types and stages of development of them, as well as frost mounds, dales, and thermo-erosion forms. Formation of aufeis (naleds), thermokarst lakes, and craters of gas outbursts is also shown. The wildlife of the Arctic is represented in the Atlas as well. The pictures present a visual image of different types of tundra. The influence of warming on vegetation development is well reflected in the photo map of the dynamics of the vegetation index for 2000–2009, showing the growth of phytomass in the European North. The Atlas contains unique materials of satellite monitoring of Arctic mammals – walruses and seals. The impact of using mineral resources on the vulnerable nature of the Arctic is shown in the Khibiny region. Prominent examples of the vegetation degradation in the areas of Norilsk and Monchegorsk cities are given, where technogenic wastelands have been formed under the sulfuric acid fumes of the copper-nickel plants.

Citation: Kravtsova V.I., Pizhankova E.I., Kizyakov A.I., Gavrilov A.V. Satellite images in the new Atlas «Russian Arctic». *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2019. 59 (3): 411–422. [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-3-384>.

Поступила 12 августа 2018 г. / После доработки 27 декабря 2018 г. / Принята к печати 22 марта 2019 г.

Ключевые слова: *атлас, берега, космические снимки, ландшафт, многолетняя мерзлота, морской лёд, недропользование, промышленное воздействие, устья рек.*

Представлено космическое оснащение нового Атласа «Российская Арктика». Включённые в атлас космические снимки отражают изменения в районах криолитозоны, насыщенных разными видами природных льдов, остро реагирующих на потепление климата и освоение территории. Снимки группируются по темам: морские льды, берега северных морей, устьевые области арктических рек, многолетняя мерзлота, ландшафты, биота, недропользование, промышленное воздействие на экосистемы.

Введение

Всё возрастающий интерес к Арктике способствует расширению научных исследований её территории и подготовке картографических произведений для информационного обеспечения

первостепенных задач по развитию этого региона. Многоплановую информацию содержат собрания карт в виде атласов. К настоящему времени создано несколько атласов Арктики разного назначения.

Результаты изучения Арктики впервые были обобщены и представлены в фундаментальном

научно-справочном «*Атласе Арктики*», изданном картографической службой страны в 1985 г. В него вошло около 350 карт широкой тематики, характеризующих в основном геологическое строение, климат, ледники, многолетнюю мерзлоту, воды, растительность и животный мир этой территории и в меньшей степени — историю, хозяйство и население [1]. Открытие ресурсов шельфа северных морей, активное хозяйственное освоение Арктики, возникшие экологические проблемы, связанные с потеплением климата и антропогенным воздействием, обусловили новый виток атласного картографирования этого региона в начале XXI в. В 2013 г. на географическом факультете МГУ имени М.В. Ломоносова разработан и выпущен атлас «*Российская Арктика в XXI веке: природные условия и риски освоения*», ориентированный главным образом на цели образования [2]. В этом атласе были отражены не только современное геоэкологическое состояние региона, но и его возможные изменения на период до 2050 г.

В 2017 г. вышел в свет «*Национальный атлас Арктики*», имеющий информационно-справочный и научно-прикладной характер, созданный по поручению Президента и Правительства и по заказу Федеральной службы государственной регистрации, кадастра и картографии, подготовленный и изданный АО «Роскартография». В его разработке участвовали более 100 ведущих специалистов из 23 научно-исследовательских, высших учебных и производственных организаций, 12 министерств и ведомств [3]. Он представляет собой свод пространственно-временной информации о географических, климатических, экологических, экономических, культурологических и социальных особенностях Арктической зоны Российской Федерации. В этот атлас, наряду с общегеографическими картами, включено несколько обзорных космических фотокарт Арктики в целом и её отдельных районов; космические снимки используются также в качестве иллюстраций к текстовым материалам. Имеется специальный раздел «Исследования Арктики космическими методами», характеризующий площади покрытия космической съёмкой с примерами снимков разных сенсоров, их автоматизированного дешифрирования и освещающий перспективы развития новых съёмочных систем. Однако специальной тематической гляциологи-

ческой нагрузки космические снимки в этом атласе не несут.

В связи с особым вниманием к природным ресурсам Севера, по инициативе и при финансовой поддержке газово-нефтяного комплекса, ООО «Феория», с привлечением ряда факультетов МГУ имени М.В. Ломоносова, в настоящее время ведётся разработка Атласа «*Российская Арктика*», отвечающего специфике деятельности компании «Роснефть». В этом атласе значительное внимание уделяется экологическим аспектам освоения Севера в условиях колебаний климата. В него включён специальный раздел о деятельности национальной компании «Роснефть» в Российской Арктике. В новом атласе будут космические снимки, отражающие изменение природной среды при потеплении климата и освоении территории, а также возникающие при этом экологические проблемы.

В отличие от «Национального атласа Арктики» космические снимки используются в новом атласе не как иллюстрации к тексту или обзорные карты, а раскрывают определённые темы, среди которых: вызванное потеплением сокращение площади морских льдов и его влияние на состояние берегов; развитие форм мерзлотного рельефа и состояние многолетней мерзлоты в условиях потепления и антропогенного воздействия; ледовые транспортные условия в устьях арктических рек; изменения продуктивности фитомассы при потеплении; промышленное воздействие на ранимые экосистемы Севера. В виде снимков представлены уникальные материалы впервые организованного спутникового мониторинга млекопитающих, мониторинга чрезвычайных ситуаций — заторов льда в устьях рек.

Космическое оснащение атласа разработано сотрудниками МГУ имени М.В. Ломоносова — авторами настоящей статьи. Снимками охвачен широкий круг объектов — от арктических морей, их берегов, мерзлотных форм рельефа криолитозоны, природных ландшафтов северных окраин континента до воздействия на них при разработке недр и хозяйственном освоении территорий, но особое внимание уделяется изменениям различных видов природных льдов при потеплении. Снимки сопровождаются краткими пояснительными текстами, раскрывающими существо отображаемых объектов и явлений и рассчитанными на широкого читателя.

Используемые материалы и методы

Как уже отмечалось, в атлас включены материалы космической съёмки разных типов. Для явлений глобального масштаба использованы обзорные снимки малого, километрового разрешения, например Terra/MODIS и их сочленения в глобальные или крупнорегиональные покрытия, такие, как Северная Евразия. Региональные объекты — участки морей, острова, дельты рек, воздействие на природную среду в крупных промышленных районах — показаны на снимках относительно высокого разрешения, в первые десятки метров, со спутников Landsat, SPOT. Детали земной поверхности, формы мерзлотного микрорельефа, их развитие и деградация при потеплении, хозяйственное освоение территории, объекты живой природы отображаются на детальных снимках сверхвысокого, метрового, разрешения со спутников Ikonos, QuickBird, GeoEye, в том числе включённых в информационную систему GoogleEarth. Таких снимков в атласе большинство. Для расширения периода ретроспективного анализа привлечены аэрофотоснимки, полученные до начала космических съёмок.

В атлас включены преимущественно снимки в видимом диапазоне спектра — цветные синтезированные в цветах, близких к естественной цветопередаче, что важно для широкого читателя. Показаны также и снимки в радиодиапазоне — радиолокационные снимки со спутника Radarsat, незаменимые для мониторинга ледовых объектов, например, заторов льда на реках независимо от условий облачности, и микроволновые радиометрические снимки со спутников Nimbus, DMSP — главное средство мониторинга сокращения полярной шапки морских льдов.

В соответствии с одной из основных целей космического оснащения атласа — дополнения его визуальными образами Арктики — в большинстве случаев приводятся непреобразованные снимки, передающие реальную картину природы и рассчитанные на визуальное восприятие, а их текстовое сопровождение отражает результаты их визуального дешифрирования. Для определения изменений, например, динамики берегов, использованы результаты автоматизированной обработки разновременных снимков. С целью оценки трансформации северной растительности при потеплении климата выполнен

автоматизированный анализ изменений рассчитываемого по снимкам показателя — вегетационного индекса, отражающего рост фитомассы.

Результаты и их обсуждение

Космические снимки сопровождают ряд разделов атласа. В разделе «Моря. Северный Ледовитый океан» они характеризуют распространение морских льдов, документально подтверждая сокращение площади полярной шапки льда при потеплении климата и изменение ледовых условий у берегов, что способствует их разрушению. В гидрологическом разделе атласа космические снимки показывают особенности устьевых областей арктических рек, в том числе ледовые заторы, препятствующие работе водного транспорта и вызывающие наводнения, для контроля которых организуется космический мониторинг. Раздел атласа «Криолитозона» сопровождается широким и разнообразным спектром космических снимков, характеризующих развитие особых форм поверхности в зонах многолетней мерзлоты — полигональных структур, бугров пучения, деллей, термокарстовых котловин и озёр, воронок газового выброса. Такие снимки дополняют карты «Многолетняя мерзлота», «Опасные мерзлотные процессы», «Строительство и промышленная деятельность в условиях многолетней мерзлоты».

В разделе атласа «Растительность и животный мир» приведены снимки тундровых ландшафтов разных типов. В дополнение к геоботанической карте и карте биомов представлены результаты обработки разновременных космических снимков, показывающие изменение состояния тундровой растительности и её фитомассы при потеплении. В дополнение к большой группе карт животного мира приведены уникальные материалы спутникового мониторинга моржей и тюленей. В экологическом разделе атласа на снимках отражена деградация лесов в результате губительного для легкоранимой северной природы воздействия дымов медно-никелевых комбинатов в районах городов Норильска и Мончегорска. Экологические проблемы недропользования показаны на примере Кировского апатит-нефелинового рудника в Хибинах и добычи нефти на шельфе на морской стационарной платформе Приразломная; в обоих случаях предусматривается пре-

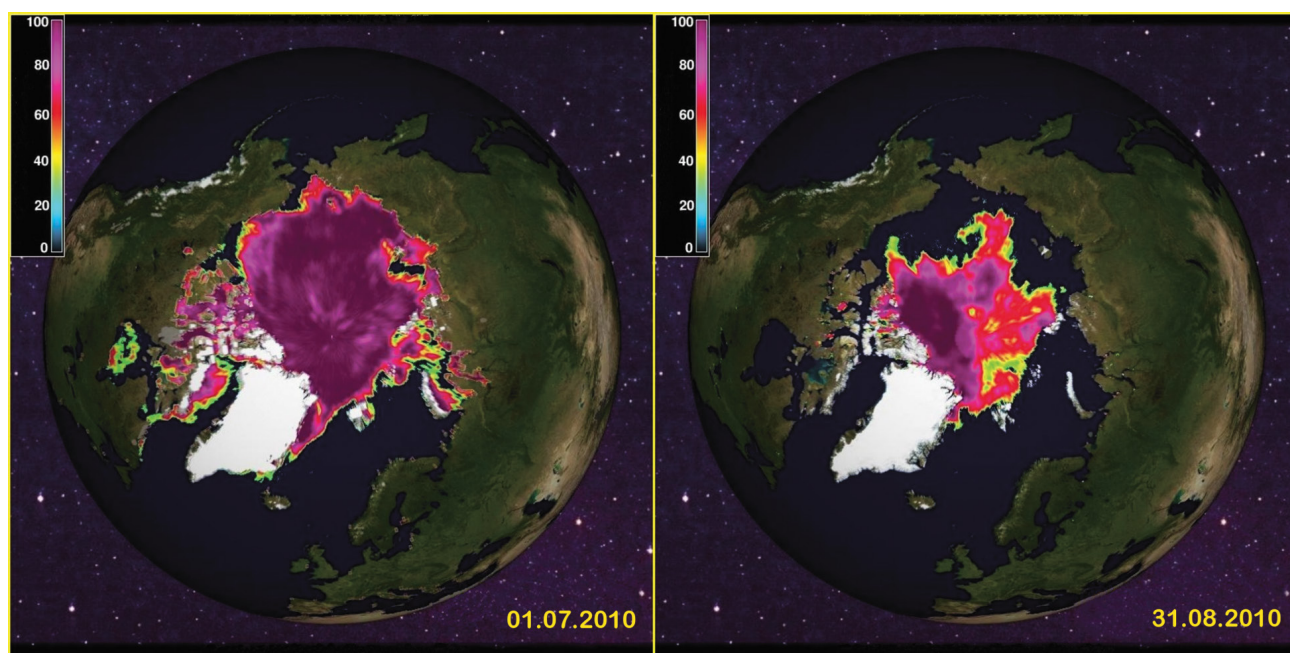


Рис. 1. Распространение морских льдов при концентрации более 30% в 2010 г. по данным спутника DMSP.

Цветная шкала — концентрация морского льда, %

Fig. 1. Coverage of sea ice with concentration more than 30% in 2010 by DMSP data.

Color scale — sea ice concentration, %

дотвращение загрязнения, а снимки помогают контролировать природозащитные мероприятия. Далее остановимся на космических материалах, представленных по названным темам.

Морские льды. Потепление климата в последние десятилетия привело к активному таянию морских льдов Северного Ледовитого океана, что существенно изменило условия судоходства по Северному морскому пути. Поэтому в атласе в дополнение к картам, характеризующим распространение морских льдов, приведены снимки, зафиксировавшие сокращение площади полярной шапки льда. Отражены также особенности прибрежных льдов, влияющих на изменение берегов северных морей при климатических колебаниях.

Полярная шапка льдов. Спутниковый мониторинг состояния морских льдов ведётся с 1970-х годов с помощью микроволновых радиометров, способных выполнять съёмку независимо от условий облачности и освещения. По данным микроволновых радиометров SMMR с американских спутников Nimbus и DMSP создаются ежедневные карты распространения морских льдов разной сплочённости. Включённые в атлас снимки Северного полушария, приведённые на рис. 1, показывают распространение морских льдов при

концентрации более 30% в 2010 г., когда летнее сокращение их площади было особенно значительным. В начале июля 2010 г. морской лёд частично закрывал акваторию Карского моря и почти полностью — моря Лаптевых и Восточно-Сибирского, а к концу августа 2010 г. моря Российской Арктики полностью очистились ото льда.

Припайный лёд. Припай, в течение 8–9 месяцев в году блокирующий берега в восточном секторе Российской Арктики, исключает волновое воздействие большую часть года и тем самым играет защитную роль в развитии морских берегов, сложенных многолетнемёрзлыми породами. Тем самым их термоабразионное разрушение происходит только в течение короткого лета и осени. Защитная роль припая проиллюстрирована в атласе июньским снимком со спутника Landsat, на котором голубая полоса припая шириной 50 км в Восточно-Сибирском море отделяет от берега открытую воду, имеющую чёрный цвет.

Дрейфующий лёд у берегов. Скопление у берегов льдов, дрейфующих в период открытой воды, ограничивает свободную акваторию, определяющую длину разгона волн и энергию волнения, препятствуя разрушению берегов. В атласе представлен снимок побережья Югорского по-

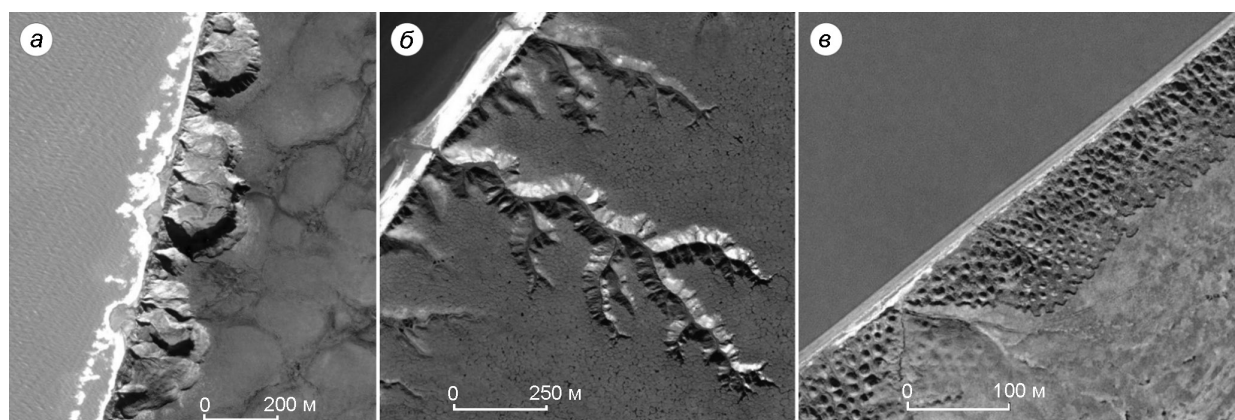


Рис. 2. Разрушение берегов, сложенных многолетнемерзлыми породами:

a – термоцирки (о. Колгуев, Баренцево море); *б* – термоэрозионные формы (о. Айон); *в* – байджерахи (п-ов Быковский, море Лаптевых). Снимки со спутника GeoEye, 09.2009 г.

Fig. 2. Destruction of shores with permafrost rocks:

a – thermal cirques (Kolguev Island, Barents Sea); *b* – thermal erosion forms (Aion Island, East Siberian Sea); *v* – baidzherakhs (Bykovsky Peninsula, Laptev Sea). GeoEye images, 09.2009

луострова, на котором видны узкая полоса припайного льда и скопление дрейфующего льда, закрывающие большую часть акватории южной части Карского моря. Наблюдаемая ситуация определяет стабильность побережья до момента разрушения припая и освобождения акватории от дрейфующего льда.

Берега северных морей. В атласе проиллюстрированы разрушение и отступление морских берегов, сложенных подземными льдами, в результате активизации процессов термоабразии, термоэрозии и термоденудации при потеплении во второй половине XX – начале XXI в. На разновременных снимках зафиксировано отступление берегов и показаны проявления в рельефе основных деструктивных процессов – термоэрозионные формы, термоцирки, байджерахи.

Разрушение и отступление берегов. Разрушение берегов особенно заметно на островах северных морей и проиллюстрировано в атласе на примере о. Новая Сибирь в Восточно-Сибирском море, берега которого характеризуются высоким содержанием в горных породах подземных льдов разного происхождения. Несмотря на небольшой период открытой воды, когда активизируются береговые процессы, отступление ледистых берегов достигает значительных величин, скорость отступления составляет 5–10 м/год. Выполненное Е.И. Пижанковой сравнение результатов дешифрирования аэрофотоснимков 1952 г. и снимков со спутника

Landsat 2001 г. на участке восточного побережья о. Новая Сибирь вблизи устья р. Грязная показало, что максимальная величина отступления за 50-летний интервал времени составила 540 м, а скорость – 10,8 м/год. За последние полтора десятилетия (в XXI в.) скорость отступления ледистых берегов увеличилась более чем вдвое.

Береговые термоцирки. При вытаивании подземных залежей пластового льда образуются термоцирки – крупные циркообразные углубления, глубина которых может достигать 30–40 м, а ширина – первые сотни метров в зависимости от высоты берегового уступа и особенностей залегания пластового льда. На морских побережьях термоцирки способствуют интенсивному разрушению берегов. На рис. 2, *a* приведён снимок со спутника GeoEye с береговыми термоцирками на западном побережье о. Колгуев. Термоцирки, имеющие высокую скорость отступления бровки (до 15 м/год), представляют собой реальную опасность для хозяйственных объектов и транспортной инфраструктуры в осваиваемых районах Арктики.

Термоэрозия – ещё один процесс разрушения берегов. В результате теплового и механического воздействия текучих поверхностных вод на мерзлые породы образуются промоины и овраги. Эрозионные формы рельефа хорошо дешифрируются на космических снимках побережья о. Айон (Восточно-Сибирское море) (см. рис. 2, *б*). Начальные эрозионные формы развиваются по сетке повторно-жильных льдов, в

результате чего формируется угловатый ортогональный рисунок овражной сети. Широкое распространение этого процесса осложняет хозяйственное освоение северных территорий.

Байдже́рахи. На разрушающемся берегу, сложенном отложениями, содержащими мощные повторно-жильные льды, образуются бугры — байдже́рахи. Они представляют собой слабо затронутые протаиванием останцы грунтовых блоков, разделённых глубокими понижениями на месте вытаявших под воздействием летних температур воздуха ледяных жил. Такие процессы на берегу п-ова Быковский, расположенного к юго-востоку от дельты р. Лена, показаны в атласе на примере снимка со спутника SPOT (см. рис. 2, в).

Устьевые области арктических рек. В атласе приведены снимки нескольких устьевых областей рек, наиболее важных в транспортном и энергетическом отношении.

Мезень и Кулой — реки, имеющие общую устьевую область эстуарного типа в юго-восточной части Мезенской губы — залива Белого моря. Из-за небольшого стока наносов Мезени и Кулоя и сильных приливных течений в устье этих рек дельты не образуются. Режим обоих расширяющихся вниз по течению эстуариев почти полностью определяется сильным воздействием приливов. Скорости приливных течений в устье эстуария Мезени огромны — до 2–2,5 м/с. Приливная волна, двигаясь вверх по эстуарию, трансформируется, образуя «накат», и взмучивает наносы. В моменты максимальных скоростей приливных течений в придонных горизонтах создаётся так называемая «пробка мутности»; эта зона во время прилива перемещается вверх, а во время отлива — вниз по эстуарию. Данное явление удалось показать на приведённом в атласе снимке со спутника Landsat, где в нижней части эстуария отображён участок русла с повышенной яркостью изображения воды в результате резкого увеличения её мутности. Показать такое явление читателю атласа особенно интересно, так как рассматриваются проекты строительства в устьевой области Мезени приливной электростанции [6].

Обь — основная транспортная артерия Западной Сибири, и приведённые в атласе снимки отражают затруднённые условия судоходства в её устьевой области в связи с сложным ледовым режимом обширной Обь-Тазовской губы. Естественный навигационный период составля-

ет всего 70–90 суток; его приходится продлевать, используя ледоколы. Лёд начинает разрушаться в дельтах рек в первой декаде июня. На придельтовых участках губы образуются «языки вытаявания», а севернее в губе сохраняется «ледяная перемычка». Именно такая ситуация показана в атласе на снимке со спутника Тегга, полученном системой MODIS 29 июня 2007 г., на котором в северной части Обской губы видна открытая вода с плавающими льдами, средняя часть Обь-Тазовской губы ещё покрыта льдом, а придельтовые участки и пойма Оби затоплены водами половодья. Полное освобождение губы ото льда наступает лишь в конце июля.

Лена, образующая крупнейшую в России дельту, показана на снимках со спутника Landsat, отражающих её морфологически и генетически сложное строение: систему направленных на восток, северо-восток и запад рукавов, между которыми чётко выделяется включённый в дельту участок морской террасы — о. Арга-Муора-Сисе с обилием мелких термокарстовых озёр.

Ледовые заторы в устьях рек. Северная Двина, в устьевой части которой вскрытие ледяного покрова совпадает с резким подъёмом весеннего половодья, характеризуется образованием заторов льда. В атласе приведены снимки, полученные при выполнении Инженерно-технологическим центром СканЭкс проекта «Половодье-2009» по мониторингу весеннего ледохода на крупных реках России в интересах МЧС РФ и Росгидромета [4]. На снимке со спутника Radarsat-1 от 10 мая 2009 г. показан район ледовых заторов в устье Северной Двины, избежать которых, несмотря на проведённые мероприятия в рукавах дельты, не удалось. Заторы после освобождения рукавов ото льда сопровождалась разливами и затоплением прилегающих территорий, которые выделяются на снимке 15 мая 2009 г. Спутниковые данные становятся важным источником информации о ледовой обстановке и площадях затопления для оперативной службы Росгидромета и административных местных органов.

Многолетняя мерзлота. Значительный блок снимков в атласе посвящён многолетней мерзлоте, обуславливающей развитие особых форм поверхности — полигональных структур, рельефно проявляющихся на детальных космических снимках. Снимки отражают различные стадии

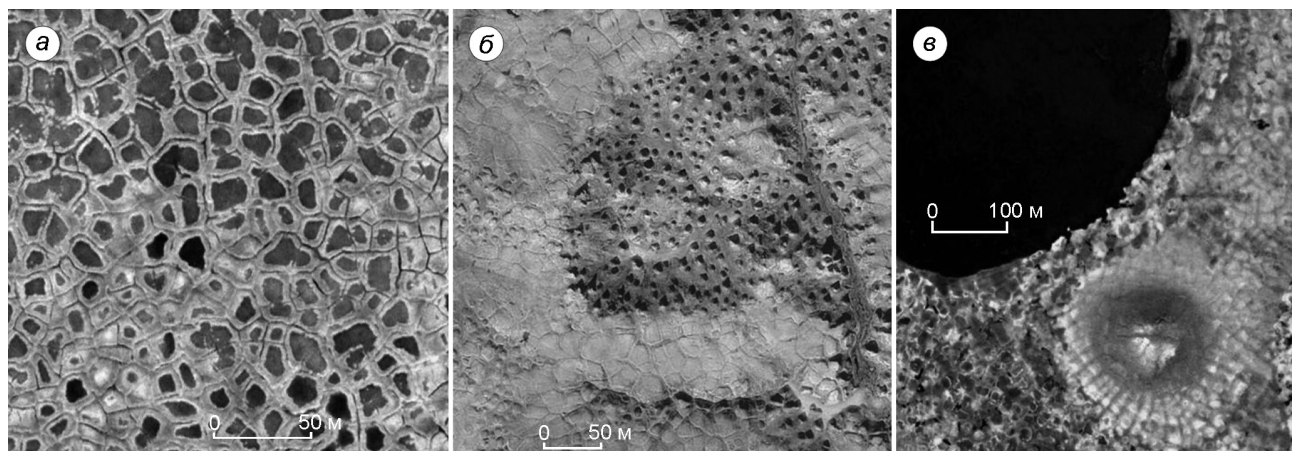


Рис. 3. Формы рельефа криолитозоны:

a – полигонально-валиковый микрорельеф в долине р. Чукочьа (GeoEye, 09.2009 г.); *б* – различные стадии развития полигонального микрорельефа (о. Котельный) (GeoEye, 21.08.2010 г.); *в* – бугор пучения (долина р. Чукочьа) (GeoEye, 09.2009 г.)

Fig. 3. Forms of relief in cryolithozone:

a – low-centre polygons in the Chukoch'ya River valley (GeoEye, 09.2009); *б* – different stages of polygonal microrelief development (Kotelny Island) (GeoEye, 21.08.2010); *в* – pingo (Chukoch'ya River valley) (GeoEye, 09.2009)

развития и виды полигонального микрорельефа – гексагональную, ортогональную сеть, полигонально-валиковый микрорельеф. Показаны также полосчатые структуры: делли и термокарстовые озёра, образующиеся при вытаивании подземных льдов; бугры пучения, формирующиеся при спуске термокарстовых озёр и промерзании подозёрных таликов; наледи, образующиеся при промерзании водоносных подрусловых таликов, и ранее не известные в криолитозоне воронки газового выброса.

Морозобойное растрескивание. Полигональный микрорельеф. На примере снимка полигонального ландшафта в устье р. Яна в атласе показан весь комплекс полигональных структур, с развитием которых связана опасность разрыва подземных коммуникаций, кабелей и разрушения покрытия дорог и аэродромов. Охарактеризуем отдельные виды полигональных структур.

Гексагональная полигональная сеть с пяти-, шестисторонними отдельностями и углами сочленения трещин 120° возникает в однородном грунтовом массиве без ориентирующего влияния первичной свободной поверхности в непрерывных и постоянных условиях холодного климата. Она показана в атласе на примере участка долины р. Хатанга.

Ортогональная полигональная сеть морозобойных трещин разных генераций с прямыми углами их пересечения характерна для условий

последовательного образования трещин и состоит из трещин разных временных генераций, первая из которых параллельна первичной свободной поверхности. Она показана на примере снимка юго-восточной части дельты р. Лена.

Полигонально-валиковый микрорельеф иллюстрируется на примере снимка участка долины р. Чукочьа (рис. 3, *a*). Возникновение в результате морозобойного растрескивания валиковых полигонов предопределяет возможность накопления воды во внутриполигональных ваннах. Подобные ландшафты характерны для аласов северных приморских низменностей, пойм северных рек – Лены, Хатанги, Яны, Индигирки в их нижних течениях.

В атласе отражён ряд стадий развития полигонального микрорельефа, связанных с многолетними изменениями природной обстановки. На начальной стадии вытаивания жильных льдов формируются канавки над жилами льда, возникает выпукло-полигональный микрорельеф, рассмотренный ранее. При дальнейшем развитии процесса образуется остаточный рельеф – байджерахи, представляющие собой бугры высотой до нескольких метров. Они показаны на снимке со спутника GeoEye участка на о. Котельный (см. рис. 3, *б*). Вытаивание полигонально-жильных льдов опасно для устойчивости зданий и сооружений, в том числе линейных объектов – дорог и трубопроводов.

Значительные территории в Арктике представляют собой области с характерным полосчатым рисунком на склонах, где близко к поверхности залегают коренные породы. Так изображаются делли — мелкие ложбины, по которым стекают поверхностные воды. Приведённые в атласе снимки показывают делли на низких водоразделах предгорной равнины кряжа Прончищева на побережье моря Лаптевых.

Термокарстовые озёра, образующиеся при вытаивании подземных льдов, — примечательная черта ландшафтов криолитозоны. Площади, глубина и вид термокарстовых озёр тесно связаны с типом вытаивающих подземных льдов. В атласе представлены снимки различных типов озёр. Районам с преобладанием залежей пластового льда, мощность которых составляет десятки, а протяжённость сотни метров, свойственны наиболее масштабные образования. Это — округлые глубокие озёра диаметром до 10–15 км. Такие озёра, почти полностью занимающие озёрную котловину, характерны для Центрального Ямала и показаны на снимке со спутника Landsat. Районы распространения мощных повторно-жильных льдов, напротив, отличаются развитием обширных осушенных термокарстовых котловин. Озёра в этих котловинах существовали в прошлом, но были спущены или заполнены осадками и в настоящее время занимают только часть площади этих котловин. Они представлены снимком участка Яно-Индибирской низменности.

Процессы многолетнего пучения, развивающиеся в котловинах термокарстовых озёр при их спуске и промерзании подошёрных таликов, хорошо отразились на снимке участка Колымской низменности на правом берегу низовьев р. Алазея, где в средних частях многих термокарстовых озёрных котловин видны светлые округлые пятна участков пучения. Их размеры в пределах снимка составляют от 0,5 до 2–3 км. На изображении различаются бугры, формирующиеся (светлые участки суши в пределах тёмного кольца озера) и разрушающиеся. Большие бугры пучения, широко распространённые в долинах крупных рек и на приморских арктических равнинах, показаны на примере многолетнего бугра пучения в долине р. Чукочьа на рис. 3, в. Размеры бугров могут достигать 30–60 м в высоту при диаметре основания 100–300 м. Поверхность бугров часто разбита системой трещин.

Наледи, формирующиеся за счёт излияния подземных вод на поверхность при перемерзании водоносных путей, распознаются на летних снимках по остаткам ледяных тел, наледным полям — расширенным участкам днищ долин с многорукавными руслами, а также по избыточному обводнению поверхности. Эти признаки хорошо видны на включённом в атлас снимке со спутника Landsat, охватывающем верховья р. Танюрер, левого притока р. Анадырь на Чукотке. Наледи опасны при автомобильном и железнодорожном строительстве. Важно, что в районах сплошной мерзлоты наледи позволяют оценить ресурсы подземных вод.

Воронки газового выброса представляют собой ранее неизвестное явление в криолитозоне. Впервые оно обследовано летом 2014 г. на севере Западной Сибири, где обнаружено несколько таких воронок. Представленная в атласе на детальных снимках со спутника WorldView-1 воронка расположена в центральной части п-ова Ямал в 40 км южнее Бованенковского газоконденсатного месторождения, в 4 км восточнее проходящего с севера на юг магистрального газопровода «Бованенково—Ухта». Воронка связана с выбросом газа из мёрзлых толщ и образовалась на месте бугра-предшественника, существовавшего в 2013 г. В 2014 г. воронка представляла собой кратер диаметром в верхней части 25–29 м, глубиной более 50 м, окруженный бруствером из выброшенных пород, отдельные фрагменты которых обнаружены на удалении до 120 м. Эти явления опасны для объектов хозяйственной инфраструктуры на арктических равнинах.

Ландшафты, растительность, животный мир. В атласе представлены снимки разных видов тундровых ландшафтов, воспроизводящие визуальные образы арктической тундры, типичной тундры, лесотундры, и приведены результаты обработки разновременных космических снимков, свидетельствующие об изменении фитомассы растительности в период потепления. Показаны также возможности применения космической съёмки для наблюдения за крупными морскими животными.

Арктическая тундра. Суровые ландшафты арктической тундры, формирующиеся на побережье Северного Ледовитого океана и островах северных морей, представлены на снимке восточной части о. Большой Ляховской в Восточно-Сибирском море. Снимок передаёт картину

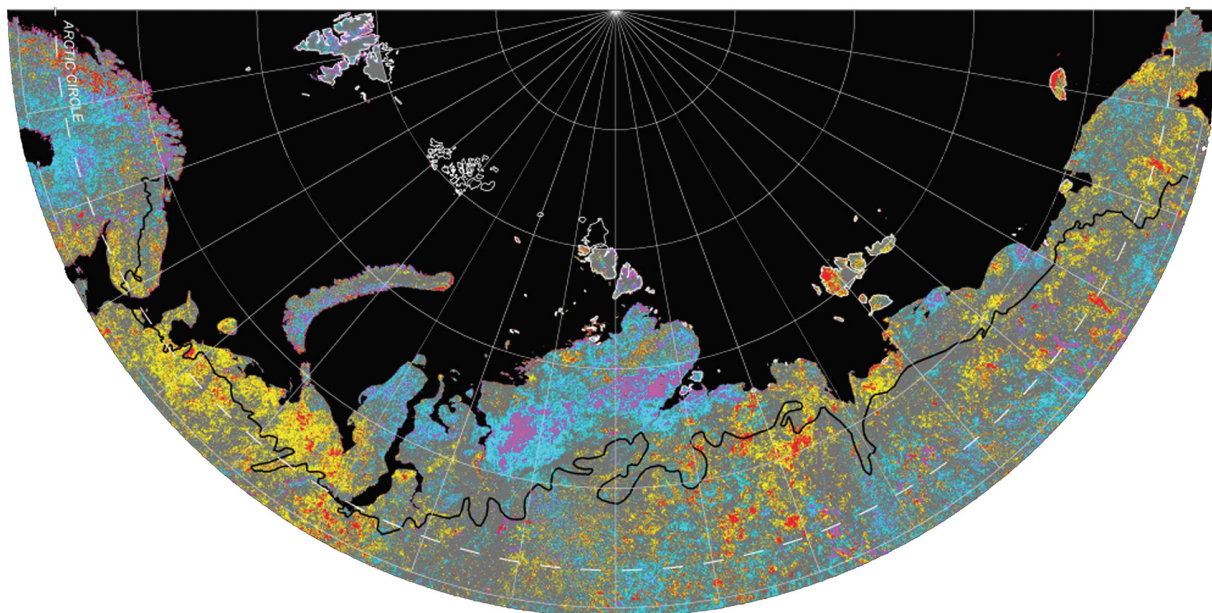


Рис. 4. Изменения вегетационного индекса NDVI за 2000–2009 гг. (пояснения см. в тексте).

Чёрной линией показана северная граница леса

Fig. 4. Changes of vegetation index NDVI for 2000–2009 (notes in the paper).

The black line shows the northern boundary of the forest

обеднённой низкорослой мохово-лишайниковой растительности при полном её отсутствии на вершинных поверхностях, откуда снег сдувается сильными ветрами; характерно сохранение снега в эрозионных ложбинах.

Типичная тундра. Северные тундры со сплошным покровом низкорослой моховой, лишайниковой, кустарничковой растительности представлены на снимке участка Яно-Индибирской низменности со спутника Landsat. Переданы примечательные черты местности — множество термокарстовых озёр, котловин спущенных озёр (аласов), заболоченные долины медленно текущих сильно меандрирующих рек.

Лесотундра отличается вторгающимися в тундру участками лесной растительности — берёзового криволесья, елового или лиственничного редколесья. На представленном в атласе снимке сверхвысокого разрешения участка долины р. Юридейях, полученном со спутника WorldView-2, на светлом фоне лишайникового покрова чётко отобразился разреженный еловый древостой, особенно хорошо заметный за счёт длинных, отбрасываемых при низком Солнце теней от стволов и крон деревьев.

Вегетационный индекс. Зелёная растительность тундры и лесотундры видна на снимках

из космоса благодаря сильному поглощению спектра солнечного излучения в красном и отражению в ближнем инфракрасном диапазонах. Для анализа изменений её состояния широко используется вегетационный индекс NDVI, который рассчитывается как отношение разности сигналов яркости в ближней инфракрасной и красной зонах к их сумме и имеет тесную корреляцию с запасом зелёной фитомассы. По данным съёмки сканирующей системой MODIS спутника Terra за 2000–2009 гг. исследователями Института биологии Коми Научного центра Уральского отделения РАН [5] выявлены тренды изменений зелёной фитомассы растительности Арктики за 10 лет. На представленной на рис. 4 фотокарте увеличение значений фитомассы показано тёплыми (красным и жёлтым), а снижение холодными (голубым и фиолетовым) цветами; участки без изменений отмечены серым цветом. Фотокарта показывает, что период потепления последних десятилетий способствовал росту фитомассы (закустаривание, залужение) на Европейском Севере, в некоторых районах Восточной Сибири (Яно-Индибирская низменность), на островах Котельный и Врангеля, отобразившихся красно-жёлтыми цветами. На Таймыре и Северном Ямале, где на фотокар-

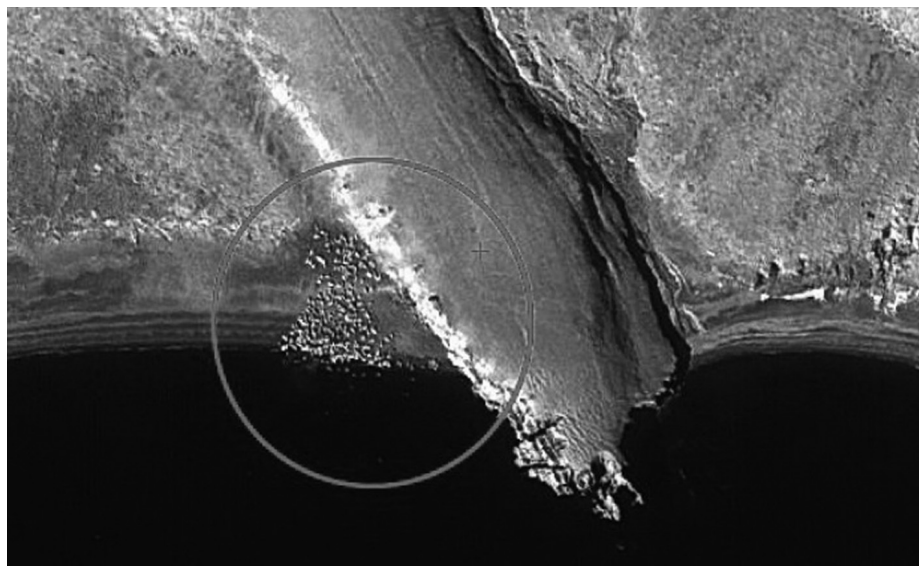


Рис. 5. Лежбище моржей на снимке со спутника EROS-B (28.06.2011 г.)

Fig. 5. Sea dogs lie site at EROS-B image (28.06.2011)

те видны голубые и фиолетовые пятна, значения вегетационного индекса уменьшились.

Моржи и тюлени. В юго-восточной части Баренцева моря обитает малочисленная и, вероятно, в значительной степени изолированная от основной популяции «южная» группировка атлантического подвида моржа (занесён в Красную книгу РФ). Подготовка к эксплуатации разведанных здесь месторождений углеводородного сырья, установка морских добывающих платформ, рост судоходства увеличивают антропогенное воздействие на экосистемы данного района. Полевые исследования по учёту здесь моржей крайне трудоёмки и дорогостоящи. В июне 2011 г. Инженерно-технологический центр СканЭкс при поддержке Всемирного фонда дикой природы России и Совета по морским млекопитающим ВНИИ Природы начали проект по оперативному спутниковому мониторингу арктических млекопитающих (моржей, тюленей, медведей) [7]. Материалы такого мониторинга представлены в атласе для районов лежбищ моржей на о. Матвеев, который входит в состав государственного природного заповедника «Ненецкий». На снимке со спутника EROS-B 28 июня 2011 г. с разрешением 0,7 м, приведённом в атласе, обнаружено скопление около 200 особей моржей (рис. 5). Другое лежбище моржей на о. Вайгач обнаружено на снимке с того же спутника 4 сентября 2011 г.

Ежегодно с февраля по апрель проводится мониторинг мест скопления новорождённых детёнышей (бельков) гренландского тюленя в Белом море [8]. Лунки («продыхи») и идущие к ним следы гренландских тюленей видны на приведённом в атласе снимке со спутника EROS-B за 22 марта 2012 г. Поскольку при бесконтрольном прохождении судов в начале весны через места залежек значительно уменьшается численность популяции (при прокладывании каждого ледового канала гибнут до 500–1000 детёнышей), капитанам судов даются рекомендации по обходу залежек. В связи с успешным проведением пионерных проектов планируется расширение областей мониторинга и проведение съёмки вдоль береговой линии Баренцева, Карского, Восточно-Сибирского морей, а также моря Лаптевых.

Недропользование. Промышленное воздействие. Воздействие промышленности и добычи полезных ископаемых на легко ранимую природу Севера показано в атласе на примере снимков Хибин и Норильского промышленного района. Представлена также и добыча нефти на шельфе.

Хибины—Мончегорск. Центры горно-добывающей и горно-металлургической промышленности на Кольском полуострове — в Хибинах, Мончегорске, Оленегорске, Печенге, Никеле, Кандалакше — относятся к источникам загрязнения природной среды, в частности, тяжёлыми металлами, которое проявляется на снимках



Рис. 6. Недропользование и промышленное воздействие:

a – загрязнение снежного покрова на Кольском полуострове (IRS P6/LISS 02.05.2006 г.); *б* – Кировский рудник в Хибинах (GeoEye, 22.08.2009 г.); *в* – нефтяная платформа Приразломная на шельфе Печорского моря (EROS-B, 14.02.2012 г.)

Fig. 6. Mine extraction and industrial impact:

a – pollution of snow cover at the Kola Peninsula (IRS P6/LISS 02.05.2006); *б* – Kirovskiy mine in the Hibin mountains (GeoEye, 22.08.2009); *в* – platform of oil extraction Prirazlomnaya at the shelf of the Pechora Sea (EROS-B, 14.02.2012)

через загрязнение снега. На приведённом в атласе зимнем снимке со спутника IRS, охватившем Хибинский горный массив и его окрестности (рис. 6, *a*), чёрным тоном выделяются обширные зоны загрязнения снежного покрова вокруг Мончегорска и Оленегорска.

Воздействие дыма медно-никелевого комбината в Мончегорске привело к тому, что в 1970–90-х годах на месте таёжных лесов на расстоянии 5–8 км от комбината образовались техногенные пустоши. На приведённом в атласе снимке со спутника Landsat они выделяются сплошным красно-коричневым тоном – таким же, как каменистые полярные пустыни на вершинах Хибин. Снимки зафиксировали и зону с мёртвым еловым и сосновым сухостоем на расстоянии 10–18 км от комбината и третью зону на расстоянии 18–25 км от комбината, где северо-таёжные леса трансформированы в угнетённые елово-берёзовые редколесья [9]. Хотя снижение уровня производства на рубеже веков способствовало некоторому восстановлению растительности, дымовые выбросы, например в 2010 г., свидетельствуют, что проблема космического мониторинга остаётся актуальной.

Норильск. На зимнем снимке Норильского горно-промышленного района выделяются мощные дымы промышленных предприятий. Промышленные выбросы Норильского медно-никелевого горно-металлургического комбината

приводят к загрязнению атмосферы вредными химически активными веществами, выпадению кислотных дождей, гибели лесов, начавшейся с конца 1960-х годов. Как свидетельствуют снимки, в последующие годы граница погибших насаждений продвинулась на юго-восток в направлении преобладающих летом ветров на 120 км вплоть до Хантайского водохранилища, а признаки повреждения к 1990-м годам отмечались на расстоянии до 200 км от Норильска.

Кировский рудник. На территории Хибинского горного массива расположено крупнейшее месторождение апатит-нефелиновых руд и работает несколько рудников. На снимке со спутника GeoEye (см. рис. 6, *б*) показан Кировский рудник, который по объёму подземной добычи руды входит в десятку крупнейших рудников Европы. В зоне рудника, имеющей крестообразную форму, в её центре, на снимке хорошо видны полосчатые структуры ступеней карьера, фестончатые отвалы отработанной породы, серпантин дороги, поднимающейся на склон горы Юкспор к штольне, и посёлок горняков.

Платформа Приразломная. В 1989 г. на шельфе Печорского моря в 55 км от берега открыто нефтяное месторождение Приразломное. Бурение скважин, добычу нефти, её хранение и отгрузку обеспечивает морская ледостойкая стационарная платформа, показанная на снимке со спутника EROS-B (см. рис. 6, *в*). В сентябре

2012 г. в связи с действиями активистов Гринпис, опасавшихся нефтяного загрязнения, Газпром отложил старт добычи до принятия законодательных решений. По инициативе WWF разработан и принят в декабре 2012 г. закон, запрещающий добычу углеводородов на шельфе, если компания-оператор не располагает технологией ликвидации разлива нефти подо льдом. В настоящее время на платформе начаты добыча нефти и её отгрузка на танкеры.

Выводы

Космические снимки, включённые в подготавливаемый АО «Роснефть» Атлас «Российская Арктика», усиливают его научную составляющую и экологическую направленность. Впервые в атласе представлена тематическая подборка космических снимков, освещающая особенности

геосистем криолитозоны, их реакцию на потепление климата и губительное воздействие на легкоуязвимые экосистемы Севера при освоении территории. Снимки расширяют круг читателей атласа, привлекут внимание учёных, организаторов производства, управленцев, специалистов по охране природы, жителей Севера. Широкое и многоплановое космическое оснащение нового атласа, несомненно, обеспечит лучшее понимание экологических проблем и поможет разработке мероприятий по их решению, будет способствовать рациональному природопользованию.

Благодарности. Исследование выполнено при поддержке РФФИ, проект 18-05-60221. Авторы благодарят также ИТЦ СканЭкс за предоставление уникальных космических снимков.

Acknowledgements. This work was supported by RFFI, project 18-05-60221. Authors thanks also ITC ScanEx for unique satellite images.

Литература

1. Атлас Арктики. М.: ГУГК, 1985. 204 с.
2. Российская Арктика в XXI веке: природные условия и риски освоения. М.: Феория, 2013. 144 с.
3. Национальный Атлас Арктики. М.: Роскартография, 2017. 496 с.
4. Евтущенко Н.В., Филимонова Н.А., Скрипник Е.Н. Половодье на реках России: мониторинг из космоса // Земля из космоса — наиболее эффективные решения. 2009. Вып. 2. С. 34–38.
5. Елсаков В.В. Изменения растительного покрова севера Евразии в условиях климатических флуктуаций последних десятилетий. Анализ съемки MODIS 2000–2016 гг. // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2017. Т. 14. № 6. С. 56–72.
6. Приливные электростанции / Под ред. Л.Б. Бернштейна. М.: Энергоатомиздат, 1987. 296 с.
7. Семенова В.С., Книжников А.Ю., Болтунов А.Н., Евтущенко Н.В. Изучение популяции атлантического моржа в Баренцевом море с помощью космических технологий // Земля из космоса — наиболее эффективные решения. 2011. Вып. 10. С. 89–90.
8. Черемисова А.М., Пупышева Н.В. Практика применения технологий спутникового мониторинга в России // Земля из космоса — наиболее эффективные решения. 2012. Вып. 13. С. 31–37.
9. Экология Севера: дистанционные методы изучения нарушенных экосистем (на примере Кольского полуострова). М.: Научный мир, 2003. 248 с.

References

1. *Atlas Arktiki*. Atlas of Arctic. Moscow: GUGK, 1985: 204 p. [In Russian].
2. *Rossiyskaya Arktika v XXI veke: prirodnye usloviya i riski osvoeniya*. Russian Arctic in XXI century: nature conditions and risks of economy development. Moscow: Feoriya, 2013: 144 p. [In Russian].
3. *Natsional'nyi Atlas Arktiki*. National Atlas of Arctic. Moscow: Roskartografiya, 2017: 496 p. [In Russian].
4. *Evtushenko N.V., Filimonova N.A., Skripnik E.N.* Spring flood at rivers of Russia: monitoring from space. *Zemlya iz kosmosa — naibolee effektivnye resheniya*. Earth from space — the most effective solutions. 2009, 2: 34–38.
5. *Elsakov V.V.* Changes of vegetation cover of the Northern Eurasia under conditions of climatic fluctuations in last decades. Analyzing of MODIS survey pn 2000–2016. *Sovremennyye problemy dstantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*. Current problems in remote sensing of the Earth from space. 2017, 14 (6): 56–72. [In Russian].
6. *Prilivnye elektrostantsii*. Tidal power plants. Ed. L.B. Bernshtein. Moscow: Energoatomizdat, 1987: 296 p. [In Russian].
7. *Semenova V.S., Knizhnikov A.Yu., Boltunov A.N., Evtushenko N.V.* Investigation of Atlantic sea dogs population in the Barents Sea using satellites technologies. *Zemlya iz kosmosa — naibolee effektivnye resheniya*. Earth from space — the most effective solutions. 2011, 10: 89–90. [In Russian].
8. *Cheremisova A.M., Pupyшева N.V.* Practices of using of satellite monitoring technologies in Russia. *Zemlya iz kosmosa — naibolee effektivnye resheniya*. Earth from space — the most effective solutions. 2012, 13: 31–37. [In Russian].
9. *Ekologiya Severa: dstantsionnye metody izucheniya narushennykh ekosistem (na primere Kol'skogo poluostrova)*. Ecology of the North: remote sensing of ecosystem disturbance (key study of Kola Peninsula). Moscow: Nauchnyi mir, 2003: 248 p. [In Russian].

Путешествия, открытия

УДК 551.324

<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-3-415>

Исследования Верхнеангарской группы ледников

© 2019 г. М.Д. Ананичева^{1*}, Г.Ю. Пакин¹, А.Л. Энтин²¹Институт географии РАН, Москва, Россия;²Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

*Maranan@gmail.com

Studies of the glaciers located on the Verkhneangarsky mountain range

M.D. Ananicheva^{1*}, G.Yu. Pakin¹, A.L. Entin²¹Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia; ²Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

*Maranan@gmail.com

Received December 11, 2018 / Revised February 23, 2019 / Accepted June 13, 2019

Keywords: *area, climate change, length, mountain glaciers, permafrost, satellite image, Verkhneangarsky mountain range.*

Summary

Glaciers of the Verkhneangarsky mountain range are discovered in 2017–2018 and require detailed investigation and cataloging. This group of glaciers includes glaciers of the corrie and morphological types, and, according to the sizes, they should be qualified as small forms of glaciation. Four glacial formations were found during field studies of 2017–2018 together with several snow patches and stone glaciers; these four glaciers were measured and described. The temperature of ice in the glaciers of this region was measured during the investigations. Data on the ice temperature close to the temperature of the surface permafrost layer explain one of the conditions for existence of glaciers in the temperate zone at altitudes of 1800–2000 m. The dynamics of some glacial formations is analyzed in comparison with their present-day sizes, obtained as a result of interpretation of images from Bing maps and Sentinel-2 services, as well as with images of the CORONA mission (1967). The relative stability of the local glacial formations under climate change is related to the underlying permafrost as well as to the forms of occurrence in the relief, and a degree of closure by the stone cover.

Keywords: *area, climate change, length, Mountain glaciers, permafrost, satellite image, Verkhneangarsky Range.*

Citation: Ananicheva M.D., Pakin G.Yu., Entin A.L. Studies of the glaciers located on the Verkhneangarsky mountain range. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2019. 59 (3): 423–432. [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-3-415>.

Поступила 11 декабря 2018 г. / После доработки 23 февраля 2019 г. / Принята к печати 13 июня 2019 г.

Ключевые слова: *Верхнеангарский хребет, горные ледники, длина, изменения климата, многолетняя мерзлота, площадь, спутниковый снимок.*

В результате полевых исследований в Верхнеангарском хребте обнаружены новые ледники, дано их описание, приведены результаты измерений, обсуждаются причины существования ледников в этом районе. По снимкам миссии CORONA определены размеры некоторых ледниковых образований на 1967 г.

Введение

Известно, что большая часть водно-ледовых ресурсов Земли сосредоточена в полярных покровах Антарктиды и Гренландии, а также в архипелагах Российской и Канадской Арктики. На этом фоне роль континентальных горных ледников менее «глобальна» и потому менее важна, однако это не так: режим и состояние горного оледенения влияет на часть гляциосферы, в пределах которой образуется талый сток. С точки зрения фундаментальной науки горные ледники небольшого

размера крайне чувствительны к колебаниям климата, в первую очередь регионального. Их балансовые показатели — хорошие индикаторы изменений климата в регионе и, что важно, указывают на порог перехода его в другое состояние. Так, определённая комбинация климатических параметров может способствовать либо стаиванию ледников, либо началу их роста. Кроме климата, на состояние небольших ледников в ледниковой системе влияет их положение в рельефе, локализация на склоне хребта, ориентация самих хребтов. Ледники на Верхнеангарском хребте обнаружены недав-

но в результате экспедиционных исследований и требуют всестороннего изучения и каталогизации.

Понятие «*малые формы оледенения*» в терминологию ввёл М.В. Тронов в 1954 г. К ним относятся: непосредственно ледники, многолетние снежники с ледяным ядром и перелетовывающие снежники. Согласно [1], снежно-ледовые образования составляют единый ряд: сезонные снежники, снежники-перелетки, фирновые ледники, малые ледники. Фирновый ледник — промежуточная фаза между снежником и малым ледником. Определение, которое генетически обобщает ледниковые формы, может быть таким: *многолетние массивы льда, сформировавшиеся преимущественно путём рекристаллизации отложенных твёрдых атмосферных осадков.*

В 1930-х годах во время Второго международного полярного года появились сведения о навесных ледниках на арктических островах и в Субарктике (Земля Франса Иосифа, Полярный Урал и др.). Малые формы были названы «эмбриональным» оледенением (термин П.А. Шумского [2]) (это не связано с молодым возрастом). Они распространены на Южном острове Новой Земли, Приполярном и Полярном Урале, в горах Чукотки. Этим термином

можно обозначить совокупность свойств «малых форм» оледенения: небольшие размеры, наличие фирна, слабое разделение областей аккумуляции и абляции и пр. В Прибайкалье недавнее оледенение оставило многочисленные следы на Байкальском и Баргузинском хребтах [3]. Это – простые и многокамерные кары на склонах хребтов, системы троговых долин и пояса моренных валов. В результате собственных исследований было установлено наличие на Верхнеангарском хребте небольших ледников. Задачи настоящей работы – описание новой группы ледников Верхнеангарского хребта, оценка их динамики и попытка объяснить их существование ниже снеговой линии в неблагоприятных климатических условиях.

Район исследований, рельеф, климат

Район относится к Дальневосточному федеральному округу, Республика Бурятия. Ледники и другие криосферные объекты расположены в Северо-Байкальском нагорье, на Верхнеангарском хребте (рис. 1). *Рельеф* района представляет



Рис. 1. Карта-схема расположения исследуемых объектов.

На врезке: фрагмент листа карты 200k-о39-33, масштаб 1:200 000, издание 1986 г., состояние местности на 1982 г. Сплошной чёрной линией обозначены Верхнеангарский хребет и его северо-западный отрог. Ледники: 1 – Огдында-Маскит; 2 – Юрьева; 3 – Горбатенький; 4 – Кичера

Fig. 1. Map of the location of the objects under study.

On the side bar: a fragment of the map 200k-o39-33, scale 1:200 000, 1986, the state of the area – in 1982. The Verkhneangarsky Range and its NW spur are marked with a solid black line. The numbers mean: 1 – Ogdynda-Maskit Glacier; 2 – Yuriev Glacier; 3 – Gorbatenky Glacier; 4 – Kichera Glacier

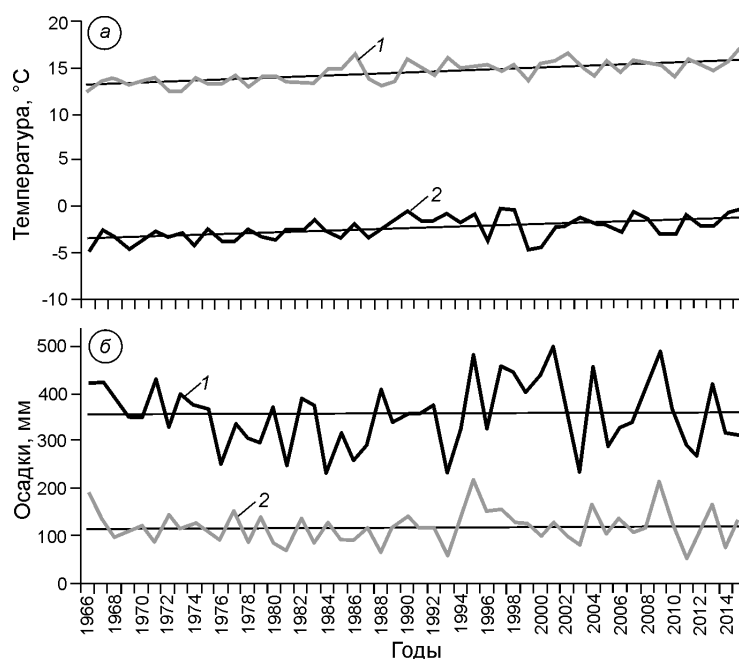


Рис. 2. Данные по ГМС Нижнеангарск с 1966 г.: а – изменения температуры, °С: 1 – средней летней; 2 – средней годовой; б – изменение количества осадков, мм: 1 – общих; 2 – холодного периода

Fig. 2. Data of Nizhneangarsk weather station since 1966

a – change of temperature: 1 – mean summer annual; 2 – mean annual; б – change of precipitation, mm: 1 – total, 2 – cold period

собой среднегорье альпинотипного типа, сильно расчленённое и трудно проходимое, высота вершин – 2200–2400 м, перевалов – 1800–2200 м, повсеместно распространена многолетняя мерзлота. Для центральной части Верхнеангарского хребта и его северных отрогов характерен ледниковый рельеф. *Климат* в районе Верхнеангарской котловины – резко континентальный, количество осадков достигает 500 мм/год. В гольцовой зоне климат можно отнести к субарктическому, количество осадков здесь возрастает до 1200–1500 мм/год. Осадки выпадают преимущественно в виде снега. Толщина снежного покрова у границы леса в долинах р. Холодная и Кичера достигает 180 см. Летний период длится 1,5–2 месяца [4]. По данным близлежащей ГМС Нижнеангарск, средняя годовая температура за 1966–2017 г. составила $-2,3^{\circ}\text{C}$, средняя летняя – $14,6^{\circ}\text{C}$, сумма годовых осадков за это же время – 353 мм, из них за холодный период (с октября по апрель) – 120 мм. Влияние воздушных масс прослеживается с запада на восток: это осадки, поступающие с западным переносом с Атлантического и Северного Ледовитого океанов со стороны Байкальской котловины.

Об изменениях климата в этом районе можно судить по картам трендов температуры и осадков, представленных в работе [5]. ГМС Нижнеангарск ($55,8^{\circ}$ с.ш. и $109,6^{\circ}$ в.д., 475 м над ур. моря) показывает небольшой тренд как годовой, так и средней летней температуры, а осадки стабильны (рис. 2).

В горах же температуры и осадки по абсолютным значениям несколько иные, но картина тенденций, скорее всего, такая же. Длительная тенденция к увеличению температур и отсутствие роста осадков ведут к сокращению ледников или их стагнации с постепенным уменьшением мощности ледника.

Ледники Верхнеангарской ледниковой группы

Верхнеангарская ледниковая группа объединяет ледниковые образования, которые по морфологическому типу относятся к карам – малым формам оледенения. Такие ледники находятся в цирках северной и северо-восточной экспозиции и могут быть «остатками» последнего оледенения. Под остатками [6] имеется в виду не лёд карового ледника, который полностью обновляется за 200–600 лет, а весь ледниковый комплекс, лежащий на многолетнемёрзлом грунте часто под чехлом из снега и фирна. Пример – *ледник Огдында-Маскит*. Это ледниковое образование достаточно стабильно, но в результате изменений климата медленно деградирует. Оно имеет длительную историю развития. По положению морен видно, что раньше ледники имели другой морфологический тип, вероятно карово-долинный, и были распространены далеко от современных границ (древние морены и экзарационные озёра прослеживаются на 5–6 км вниз по долине, имеющей профиль трога).

Сейчас ледник имеет небольшие размеры, округлую в плане форму и заполняет преимущественно затенённую часть дна и нижнюю часть стен кара. В описываемом леднике имеются признаки движения льда: наличие на поверхности отчётливо видимых разрывных нарушений в виде поперечных и радиальных трещин в местах перегиба продольного профиля (подгорных трещин в верхней части в виде бергшруднов шириной 1,5 м). Боковые части ледника сопряжены с каменными глетчерами. Имеются «свежие» конечные морены перед фронтом ледника, которые содержат захоронённый лёд. Язык ледника не покрыт мореной и оканчивается крутым (до 35°) скатом.

К эмбриональным ледникам, способным возникать, расти и развиваться, относятся каровые ледники *Горбатенький, Кичера и Юрвева*. Они расположены в цирках боковых долин второго порядка, открытых на восток, и занимают ложе ледников предыдущей стадии оледенения. Их контуры всегда следуют границам вмещающих морфоструктур. Форма в плане — вытянутая, способ питания — навесно-лавинный. Ледяное ядро ограничено боковыми моренами. За конечной мореной существующего ледника всегда располагается более древнее подпрудное озеро. Ледники подвижны, о чём свидетельствуют подгорные трещины (бергшрудны и продольные краевые трещины достигают длины сотен метров), а также переносимые ими валуны, которые отлагаются в районе конечных морен. Такие эмбриональные ледники активно реагируют на перемены в количестве твёрдых осадков, изменением длины и мощности.

Основные способы питания в холодное время — лавинный и метелевый перенос. В короткий летний период, когда температура воздуха становится положительной, преобладает конжеляционный способ питания за счёт замерзания просачивающихся с поверхностного фирнового покрова талых вод. Этому способствует отрицательная температура многолетнемёрзлых подстилающих пород при отсутствии под ледником деятельного слоя. Таким образом, питание ледников происходит круглый год, компенсируя летнюю абляцию, что обеспечивает их существование на высоте ниже 2000 м. Талые воды не проникают под ледник, а сбегает по его поверхности, образуя фирновые болота и каналы. Мощность ледяного ядра составляет около 10 м, а площадь не превышает 0,1 км², что соответствует типу малых форм оледенения.

При возникновении малого ледника на ледниковом рельефе более ранней стадии (в древних карах верхнего яруса долин подветренного склона хребта) формируется новый морфологический комплекс, характеризующийся динамичностью. Этим, в том числе, он отличается от эмбриональных ледников Полярного Урала [7] и плато Путорана [8], которые также возникли на пути переноса осадков с Атлантики и Северного Ледовитого океана в континентальную Субарктику на подветренных склонах хребтов и у их подножия. Характерные для Субарктики присклоновые и висячие ледники на Верхнеангарском хребте не обнаружены, они отсутствуют из-за сочетания факторов рельефа и климата. К *особенностям рельефа* относятся: высокая плотность отрогов среднегорья с очень крутыми склонами, а также отсутствие обширных горизонтальных плато и пологих подветренных склонов, пригодных для снегонакопления. В числе *климатических факторов*: резко континентальный тип климата умеренного пояса, высокие летние температуры воздуха, которые приводят к появлению слоя таяния (в том числе радиационного) толщиной в несколько метров на дне широких троговых долин. Ледники малых форм на открытых склонах, лежащие на высоте до 2000 м, находясь ниже снеговой линии, высота которой не пересекается с вершинами гор, не могут сохраняться только за счёт собственных запасов холода в тёплое время года без подпитки многолетнемёрзлых подстилающих пород. Для их возникновения и поддержания необходимы затенённые узкие долины верхнего яруса с ледниковыми карами на подветренных склонах хребта, открытые на восток, со своим более холодным микроклиматом.

Сезонные снежники, благодаря значительному метелевому переносу вдоль отрогов хребта с севера на юг, даже в июле имеют высоту до 15 м в вершине левого притока р. Огдында-Маскит и до 12 м в долине правого притока ручья Подкаменного. Орографическая снеговая граница здесь проходит на высоте 1700 м, это на 200 м ниже, чем в соседних долинах, расположенных в 5–10 км дальше на восток в глубь горного массива.

Современное оледенение Верхнеангарского хребта представлено несколькими формами.

1. *Каровые ледники*. К ним относится ледник *Огдында-Маскит*, заполняющий цирк левого притока р. Огдында-Маскит, открытый на север (таблица). Он расположен в Становом нагорье, в северо-за-

Верхнеангарская ледниковая группа (обследованные ледниковые образования, данные 2018 г.)

Название ледника*	Координаты центра ледника	Бассейн реки, ручья	Длина ледника, км, общая/открытая часть	Площадь**, км ² , общая/открытая часть	Отметки, м, верхняя/нижняя точки	Азимут кара, экспозиция ледника
Огдында-Маскит	56°13'23"с.ш. 110°53'51"в.д.	Р. Огдында-Маскит	0,670/0,670	0,198/0,082	2150/1900	0°, север
Юрьева	56°14'35"с.ш. 110°52'56"в.д.	Левый приток р. Огдында-Маскит	0,500/0,500	0,051/0,051	2050/1890	45°, восток
Горбатенький	56°10'36"с.ш. 110°54'01"в.д.	Правый руч. Подкаменный	0,250/0,250	0,023/0,023	1950/1840	45°, восток
Кичера	56°10'26"с.ш. 110°51'40"в.д.	Исток левого притока р. Кичера	0,360/0,330	0,101/0,090	2050/1940	45°, северо-восток

*Все ледники относятся к каровому типу. **Общая площадь оледенения — 0,373 км².

падном отроге центральной части Верхнеангарского хребта, находится в вершине левого притока р. Огдында-Маскит (р. Огдында-Маскит — р. Левая Мама — р. Мама — р. Витим — р. Лена) (рис. 3). Это ледник холодного типа площадью 0,198 км². Мощность льда открытой части ледника по визуальной оценке достигает 35 м. Обнаружено его продолжение в виде вторичного ледяного языка небольшой мощности протяжённостью 150 м, скрытого под русловым снежником. *Ледник Кичера* (рис. 4) — также каровый, расположен в Становом нагорье, в центральной части Верхнеангарского хребта, в левом истоке р. Кичера (р. Кичера — оз. Байкал). Занимает часть северо-восточного кара около отметки 2200 м над ур. моря. Нижняя часть ледника забронирована каменным чехлом. Выраженная конечная морена, сливаясь с боковыми, образует вал полукруглой формы.

2. *Эмбриональные ледники*, лежащие в древних карах, — это каровые ледники протяжённостью до 0,5 км в долинах второго порядка, открытых на восток. К ним относятся два ледника: Юрьева и Горбатенький, открытые в 2018 г. на восточном склоне Верхнеангарского хребта и его северо-западном отроге. *Ледник Юрьева* (рис. 5) расположен в Становом нагорье, в северо-западном отроге центральной части Верхнеангарского хребта, в бассейне левого притока р. Огдында-Маскит (р. Огдында-Маскит — р. Левая Мама — р. Мама — р. Витим — р. Лена), занимает дно кара в вершине висячей долины второго порядка к востоку от отметки 2280 м над ур. моря под перевалом Юрьева (2160 м). *Ледник Горбатенький* также находится в Становом нагорье, в центральной части Верхнеангарского хребта, на его восточном склоне в бассейне правого при-

тока руч. Подкаменный (ручей Подкаменный — р. Верхняя Ангара — оз. Байкал), в боковой долине второго порядка к юго-востоку от отметки 2279 м над ур. моря. Почти вся поверхность ледника в июле покрыта слоем сезонного снега и фирна толщиной от 0,3 м в центральной части до 0,8 м и более на периферии, прорезанным руслами талых вод, образующих на поверхности фирновые болота. Стока под ледяным ядром нет. Вблизи конечной морены на протяжении нескольких метров обнажается слоистый лёд краевой наледи мощностью 1–2 м. За мореной продолжается русловый снежник, заканчивающийся у подпрудного озера, образовавшегося у конечной морены прежней стадии и закрывающей выход из долины (рис. 6, см. таблицу и следующий раздел). Наличие ранее предполагаемого ледника, о котором говорится в работе [4], под перевалом Сюрприз у отметки 2460 м в ходе обследования местности не подтвердилось.

Определение параметров современных ледников и их динамика

Современные контуры ледников определены по мозаике спутниковых снимков сверхвысокого пространственного разрешения (менее 1 м), предоставляемой сервисом Bing Maps. Снимки, лежащие в основе этой мозаики, сделаны 31 июля 2013 г. В качестве дополнительного источника информации о положении ледников использован более современный снимок — Sentinel-2B (разрешение 10 м) от 11 августа 2018 г. Распознавание ледников выполняли визуально на основе изображений в естественных цветах и в псевдоцветах

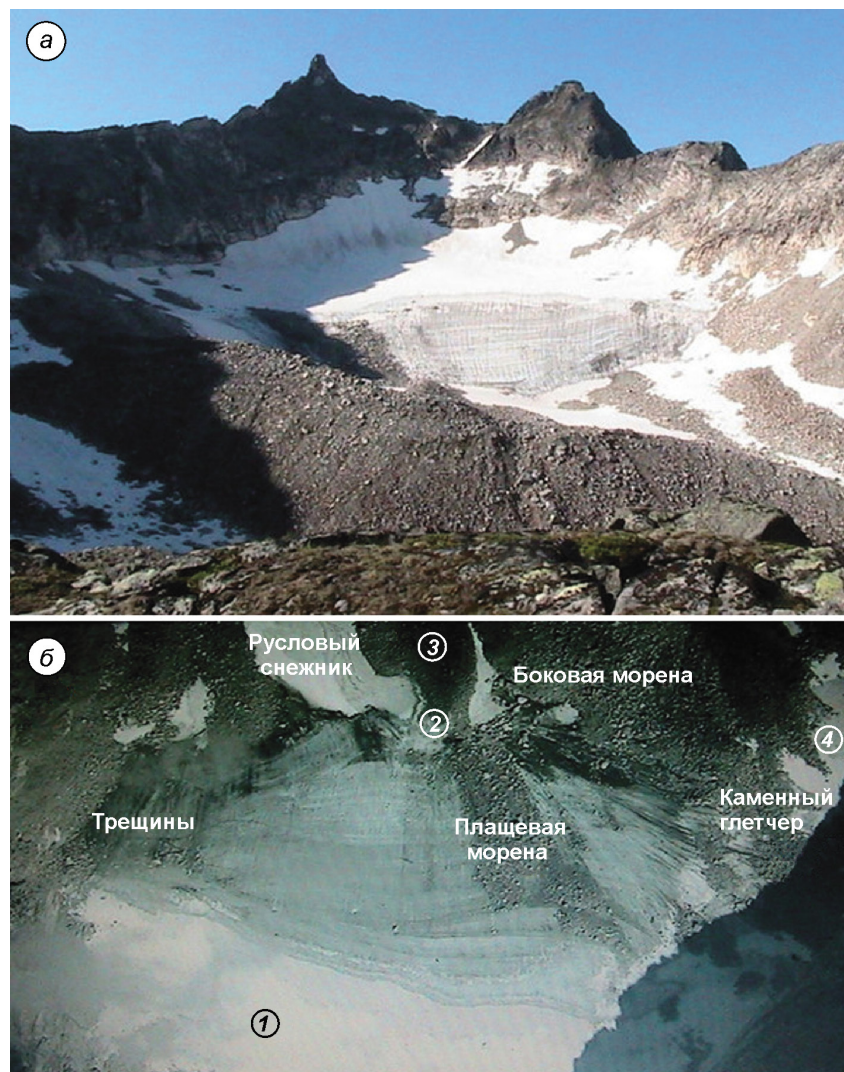


Рис. 3. Каровый ледник Огдында-Маскит:

а – фото Г.Ю. Пакина 16 июля 2018 г.;
б – спутниковый снимок ледника Огдында-Маскит (источник – ресурс Bing Maps). Цифрами обозначены точки замера температуры: 1 – бергшрудн; 2 – нижний край ледникового языка; 3 – шурф конечной морены, где измерялась температура; 4 – многолетний снежник

Fig. 3. Ogdindya-Maskit Glacier, corrie by morphological type:

a – photo by G.Yu. Pakin, July 16, 2018;
b – satellite image of the Ogdindya-Maskit Glacier (source – Bing Maps resource). The numbers indicate the temperature measurement points: 1 – bergshrund; 2 – lower edge of the glacial tongue; 3 – a terminal moraine pit where temperature was measured; 4 – perennial snow patch

(для снимка Sentinel-2B). Предпринята также попытка определить контуры ледников на середину XX в. Снимок, отражающий состояние ледников в это время, получен с помощью космического аппарата миссии CORONA 21 августа 1967 г. Изображение снималось в оптическом диапазоне спектра панорамной камерой, наклонённой под углом 30°, на плёнку формата 70 мм × 29,8 дюйма.

В настоящее время изображения, полученные в ходе миссий CORONA, распространяются в электронном виде. Для этого плёнка сканируется в высоком разрешении и предоставляется заказчику в виде четырёх фрагментов в формате TIFF. В нашем случае территория исследования занимает небольшую часть снимка, поэтому для дешифрирования изображение кадрировали и привязывали вручную по опорным точкам с использованием метода резинового листа.

Изображения одноканальные, чёрно-белые, их пространственное разрешение может достигать 2–3 м. Однако из-за зашумлённости использовать отдельные пиксели в качестве операционных единиц не удаётся; точность определения контуров по снимку CORONA уступает результату распознавания по материалам сверхвысокого разрешения и сопоставима с результатом распознавания объектов на снимке Sentinel-2B.

Высоты окончания ледниковых языков и границ фирнового бассейна определялись с помощью глобальной модели рельефа ASTER GDEM2 от октября 2011 г., а также топокарты О-49-138-В (Госгисцентр, масштаб 1:50 000, 1989 г.). На этот район мы нашли только снимок, на котором из-за облачности видны лишь несколько ледниковых объектов, но это лучшее, что предоставляет Геологическая служба США в открытом доступе.



Рис. 4. Спутниковый снимок ледника Кичера. Источник — ресурс Bing Maps.

Пунктиром обозначен вал конечной морены

Fig. 4. Satellite image of the Kichera Glacier. Source — Bing Maps resource. The dotted line indicates the shaft of the terminal moraine

Общая площадь ледника *Огдында-Маскит* по снимку CORONA — 0,218, км², его современная площадь по снимку Bing/Sentinel-2B соответственно общей/открытой части — 0,198/0,082 км². Данные для ледника *Юрьева*: по снимку CORONA — общая площадь — 0,1 км², современная — 0,051 км². Как видим, изменение площади ледника *Огдында-Маскит* за 50 лет незначительно — около 10%, а ледника *Юрьева* — 50%, он почти не имеет поверхностного моренного чехла, что привело к его значительному стаиванию. *Снежник* (снежник это или ледник можно узнать, лишь проверив на местности) уменьшился ещё больше — на 52,8%. Этот объект, судя по снимкам, не забронирован каменным чехлом и более чувствителен к изменениям соотношения температуры и осадков.

Определение площади фирнового бассейна у ледников, лежащих ниже снеговой линии, даёт большую погрешность, достигающую 50% из-за неравномерного сокращения границ сезонных снежников в разные годы. Авторы статьи считают, что более информативным для таких ледников будет измерение размеров ледяного ядра, ограниченно хорошо заметными на снежной поверхности подгорными трещинами у стен вмещающего кара. Измерение проводится на местности при помощи лазерного дальномера. Длину можно оценить, например, измерением от верхнего бергшрунда, отличающегося относительным многолетним постоянством, до нижней кромки ледникового языка.

У описанных малых форм она отступает от конечной морены на расстояние от 20 до 50 м. Для оценки мощности ледяного ядра необходима радарная съёмка или бурение, которые пока не выполнены.

Температурные измерения на ледниках изучаемого района

С помощью термометров, представляющих собой металлический термодатчик в защитном пластмассовом корпусе, который откалиброван с точностью до 0,5 °C, в течение суток были выполнены измерения температуры на леднике *Огдында-Маскит* и прилегающем снежнике. С вечера один прибор на верёвке спускали в бергшрунд на глубину 4 м (точка 1, см. рис. 3), а второй помещали в ледяной шурф в конечной части ледникового языка на глубину 0,5 м (точка 2). Показания снимали в 5.00 утра до восхода солнца. При температуре воздуха на поверхности ледника +1 °C (шло снеготаяние) температура снега в бергшрунде и льда на дне шурфа в конечной части ледникового языка составляла −3 °C. Такую же температуру (−3 °C) показал датчик, помещённый в закопушку глубиной 0,3 м на грунт в донной морене у конца ледника (точка 3). Контрольные измерения, выполненные в это же время на многолетнем снежнике мощностью 3 м, показали температуру −1 °C в фирновой трещине на глуби-

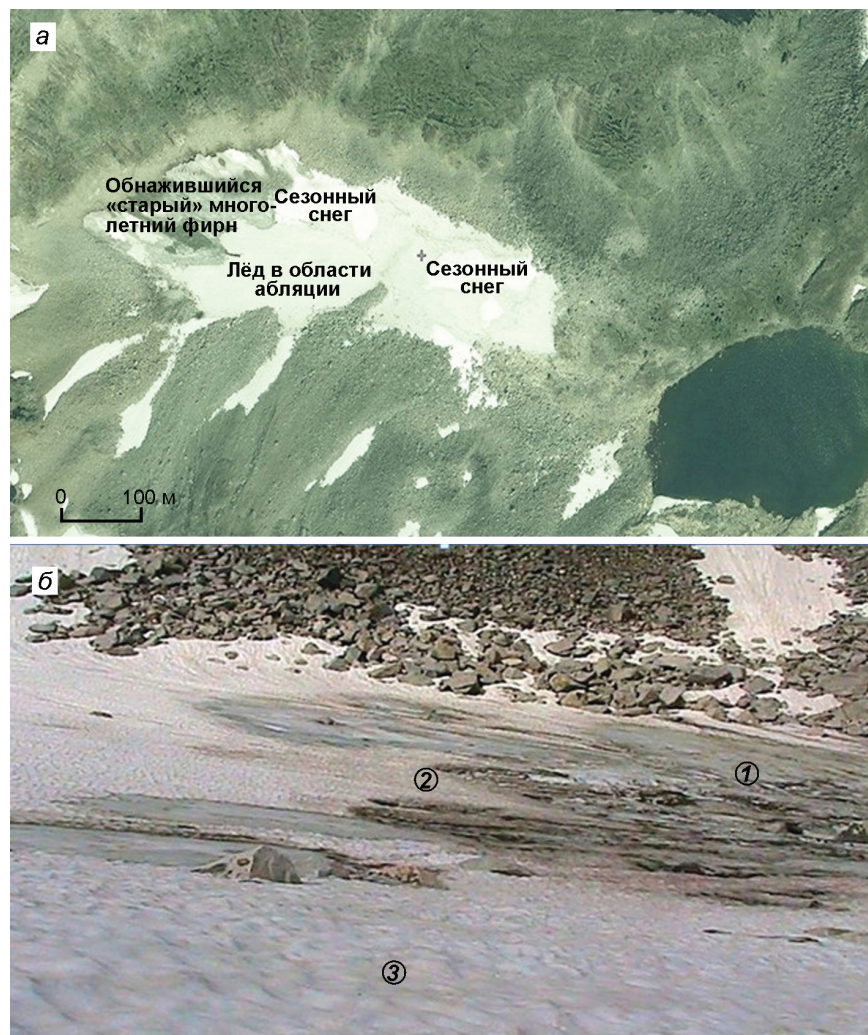


Рис. 5. Ледник Юрьева.

a — спутниковый снимок, источник — ресурс Bing Maps; *б* — фото Г.Ю. Пакина 12 июля 2018 г., на котором видны: лёд в области абляции (1), обнаженный «старый» многолетний фирн (2), сохранившийся сезонный снег (3)

Fig. 5. Yuriyev Glacier.

a — satellite image, source — Bing Maps; *b* — photo of G.Yu. Pakin, July 12, 2018, on which are visible: ice in the ablation area (1), naked «old» long-term firn (2), preserved seasonal snow (3)

не 1 м и 0 °С под снежником на каменном грунте. Талые воды, стекающие под снежником, создают в тёплое время года деятельный слой мощностью несколько десятков сантиметров, изолирующий снежник от мёрзлого грунта. Снежник в тёплый период года существует только за счёт собственных накопленных запасов холода и имеет более высокую температуру по сравнению с ледником.

Обсуждение

Температура льда, близкая к температуре поверхностного слоя мёрзлого грунта, объясняет одно из условий существования ледников в зоне умеренного пояса на высотах всего 1800–2000 м, а также их устойчивость к изменениям климата. Возникновение «эмбриональных» ледников в древних карах и их потенциально возможный рост при резком уве-

личении количества осадков в данном районе также связаны с подстилающей мерзлотой. Все ледники Верхнеангарского хребта относятся к району, где в периоды плейстоценовых оледенений находился самый крупный Верхне-Кичерский (Кичеро-Асиктинский) центр развития и распространения ледников в верховьях рек Кичера, Левая Мама, Асикта и ручья Подкаменный. Развитию интенсивного оледенения в верховьях Кичеры способствовали не только максимальные высоты хребтов, но и благоприятные условия проникновения влажных воздушных масс в глубь горного массива по долине р. Кичера со стороны Байкальской впадины и по долинам рек Нюсидёк и Чая со стороны Байкало-Патомского нагорья. Здесь долины, ориентированные на юго- и северо-запад, служили подводящими путями воздушных масс западного переноса [3].

Их влияние в настоящее время чётко прослеживается в долинах ручья Подкаменный и р. Огдын-



Рис. 6. Ледник Горбатенький. Фото Г.Ю. Пакина 7 июля 2018 г.

Видны: каналы стока талых вод на поверхности ледяного ядра, краевая трещина, конечная и боковая морены (1, 2), а также подпрудное озеро (3)

Fig. 6. Gorbatenky Glacier. Photo of G.Yu. Pakin, July 7, 2018 on which channels of meltwater flow on the surface of the ice core, marginal crevasse, terminal and lateral moraines (1, 2), as far as dam lake (3) are visible

да-Маскит, расположенных на восточном подветренном склоне Верхнеангарского хребта, который играет роль барьера. (Один из авторов этой статьи Г.Ю. Пакин, находясь 11 июля 2017 г. возле ледника Огдында-Маскит, с 7.00 до 14.00 наблюдал прохождение атмосферного фронта с большим количеством осадков, частично выпавших в твёрдом виде и пришедших с юго-западного направления по долине р. Кичеры со стороны Северо-Байкальской котловины). Можно проследить сходство с ледниками Ламских гор плато Путорана, также расположенных в пределах влияния влажных западных воздушных потоков, поступающих по долине р. Курейка и оз. Лама [8]. На Верхнеангарском хребте в той части, где существуют ледники (напротив долины р. Кичера с подветренной стороны), также увеличивается число снежников и их размеры, снеговая граница проходит на 200 м ниже, чем в долинах рек Асикта и Огдында, расположенных в 5–10 км дальше на восток. Даже в июле мощность снежных надувов на высоте 1800–1900 м составляет 12–15 м.

При движении дальше на север, по долине левого притока р. Огдында-Маскит, воздушный перенос по долине р. Кичера экранируется её правым бортом и массивом с отметкой 2460 м. В восточных долинах количество и размеры снежников дальше к северу резко уменьшаются, а снеговая граница поднимается до высоты 2000 м. Это соответствует наблюдениям туристов-лыжников зимой, отмечающих место слияния р. Левая Мама и Огдында-Маскит как одно из самых малоснежных на Северо-

Байкальском нагорье. В марте толщина снежного покрова здесь составляет всего 10–30 см, а в отдельные годы снега может не быть совсем [9, 10].

Выводы

По результатам исследований 2017–2018 гг. установлено, что Верхнеангарская ледниковая группа представлена каровыми ледниками и малыми формами оледенения. Отмечаются также многолетние снежники с ледяной подложкой, занимающие дно древних каров и висячих долин, и мерзлотные каменные глетчеры. Существование ледников на высотах 1800–2000 м значительно ниже снеговой линии обеспечивают, помимо форм ледникового рельефа, многолетнемёрзлый грунт и достаточное количество твёрдых осадков; преобладают метелевый и лавинный типы питания. Климат (изменения температур и осадков за вторую половину XX и начала XXI вв.) не способствует сохранению ледников. Важную роль в сохранении ледниковых образований играет степень бронирования каменным чехлом и длительность присутствия сезонного снега на поверхности ледника. Исследование связи ледника Огдында-Маскит с последним оледенением и движения льда в каровых ледниках малых форм требуют дальнейших углублённых исследований. Традиционные способы определения площади фирнового бассейна по космо- и аэрофотоснимкам у холодных ледников,

лежащих ниже снеговой линии, дают значительную погрешность, обусловленную неравномерным таянием сезонных снежников в разные годы, что не позволяет судить о многолетней динамике ледников. В дополнение к дистанционным методам необходимо на местности определять размеры и мощность ледяного ядра.

Благодарности. Работа сделана при поддержке гранта РФФИ № 19-05-00822 (обработка полевых материалов).

Acknowledgement. This work was done with support of the RFBR grant № 19-05-0082 (processing of field materials).

Литература

1. Долгушин Л.Д., Осипова Г.Б. Ледники. М.: Мысль, 1998. 448 с. <http://www.webgeo.ru/index.php?r=50&page=1&id=5747>.
2. Шумский П.А. Основы структурного ледоведения. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 492 с.
3. Базаров Д.-Д.Б., Будаев Р.Ц., Дергаусова М.И., Ихметхенов А.Б., Резанов И.Н., Резанова В.П., Савинова В.В. / Отв. ред. А.Г. Золотарев. Геоморфология Северного Прибайкалья и Станового нагорья. М.: Наука, 1981. 198 с.
4. Беркин Н.С., Макаров А.А., Русинек О.Т. Байкаловедение. Иркутск: Изд-во Иркутского гос. ун-та, 2009. 292 с.
5. Ананичева М.Д., Пакин Г.Ю., Кононов Ю.М. Байкальская ледниковая система, новые находки // Лёд и Снег. 2019. Т. 59. № 1. С. 135–144. doi: 10.15356/2076-6734-2019-1135-144.
6. Сарана В.А. Малые ледники Российского сектора Арктики и Субарктики // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2012. № 2. С. 82–87.
7. Иванов М.Н. Эволюция оледенения Полярного Урала в позднем голоцене. М.: Изд-во МГУ, 2013. 201 с.
8. Сарана В.А. Ледники плато Путорана // МГИ. 2005. Вып. 99. С. 200–214.
9. Лыжные маршруты Южной и Северо-Восточной Сибири / Сост. М.Ю. Васильев. М.: Библиотека самостоятельного туриста, 1994. 252 с.
10. Сборник материалов наблюдений над снежным покровом и осадками в горах (1976–1980 гг.) / Под ред. Е.Г. Кара. Иркутск: Главное управление Гидрометеорол. службы при Совете Министров СССР, Иркут. упр. Гидрометеослужбы, Иркутская гидромет. обсерватория им. А.В. Вознесенского, 1981. 78 с.

References

1. Dolgushin L.D., Osipova G.B. *Ledniki*. Glaciers. Moscow: Mysl, 1998: 448 p. [In Russian]. <http://www.webgeo.ru/index.php?r=50&page=1&id=5747>.
2. Shumsky P.A. *Osnovy strukturnogo ledovedeniya*. Fundamentals of Structural Ice Science. M: USSR Academy of Sciences, 1955: 492 p. [In Russian].
3. Bazarov D.B., Budaev R.Ts., Dergausova M.I., Ikhetkhenov A.B., Rezanov I.N., Rezanova V.P., Savinova V.V. *Geomorfologiya Severnogo Pribaykaliya i Stanovogo nagoriya*. Geomorphology of the North Pribakaliye and Stanovoye Highland. Ed. A.G. Zolotarev. Moscow: Nauka, 1981: 198 p. [In Russian].
4. Berkin N.S., Makarov A.A., Rusinek O.T. *Baykalovedeniye. Uchebnoye posobiye*. Baikal studies – textbook. Irkutsk: Irkutsk State University, 2009: 292 p. [In Russian].
5. Ananicheva M.D., Pakin G.Yu., Kononov Yu.M. Baikal glacial system, new findings. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2019, 59 (1): 135–144. doi: 10.15356/2076-6734-2019-1135-144. [In Russian].
6. Sarana V.A. Small glaciers in the Russian sector of the Arctic and Subarctic. *Vestnik. Moskovskogo universiteta. Ser. 5 Geografiya*. Bulletin of the Moscow University, Geography. 2012, 2: 82–87. [In Russian].
7. Ivanov M.N. *Evolutsiya oledeneniya Polyarnogo Urala v pozdnem golotsene*. Evolution of the glaciation of the Polar Urals in the Late Holocene. M.: Moscow State University, 2013: 201 p. [In Russian].
8. Sarana V.A. Glaciers of the Putoran Plateau. *Materialy glytsiologicheskikh issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2005, 99: 200–214. [In Russian].
9. *Lyzhnyye marshruty Yuzhnoy i Severo-Vostochnoy Sibiri*. Ski routes of the South and North-Eastern Siberia. M.: Amateur tourist library, 1994: 252 p. [In Russian].
10. *Sbornik materialov nablyudeniya nad snezhnym pokrovom i osadkami v gorakh*. Collection of observations of snow cover and precipitation in the mountains. (1976–1980) Irkutsk Hydromet Service, A.V. Voznesensky Irkutsk Hydrometeorological Observatory, 1981: 78 p. [In Russian].

Подписано в печать 12.09.2019 г. Дата выхода в свет 30.09.2019 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 2508

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 расшивкой 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

- Ю.Н. Чижова, В.Н. Михаленко, Ю.К. Васильчук, Н.А. Буданцева, А.В. Козачек, С.С. Кутузов, И.И. Лаврентьев.** Изотопный состав кислорода снежно-фирновой толщи на Восточной вершине Эльбруса. 293

Экспресс-информация

- С.С. Кутузов, А.А. Ерофеев, И.И. Лаврентьев, А.М. Смирнов, С.Г. Копысов, З.Р. Аббасов, К.А. Никитин.** Восстановлены наблюдения на ледниках Актру на Алтае. ... 306

Снежный покров и снежные лавины

- М.В. Митяев, М.В. Герасимова, И.В. Рыжик, Т.Г. Ишкулова.** Нерастворимые фракции аэрозолей и тяжёлых металлов в свежевыпавшем снеге на северо-западе Кольского полуострова в 2018 г. 307
- Л.Ф. Лубенец, Д.В. Черных.** Внутриландшафтное распределение снегозапасов в бассейне р. Майма (низкогорья Русского Алтая). 319

Подземные льды и наледи

- А.А. Галанин, М.Р. Павлова, Т.С. Папина, А.Н. Эйрих, Н.А. Павлова.** Стабильные изотопы ^{18}O и D в ключевых компонентах водного стока и криолитозоны Центральной Якутии (Восточная Сибирь). 333

Морские, речные и озёрные льды

- Е.У. Миронов, В.С. Порубаев.** Оценка возраста гряд торосов в замерзающих морях. 355
- А.И. Кизяков, И.Д. Стрелецкая, А.В. Савенко, И.А. Крайнюкова, И.В. Токарев.** Химический, изотопный и газовый состав однолетнего морского льда по данным кернов дрейфующих станций БАРНЕО за 2013–2015 гг. 363
- И.А. Бычкова, В.Г. Смирнов.** Изучение дрейфа айсбергов у побережья Северной Земли весной 2018 г. с помощью спутниковой информации. 377

Прикладные проблемы

- Е.А. Бондаревич.** Оценка техногенного загрязнения городской среды Читы по состоянию снежного покрова. 389

Обзоры и хроника

- В.М. Котляков.** XX век: Историческая канва советской/российской гляциологии. 401
- В.И. Кравцова, Е.И. Пижанкова, А.И. Кизяков, А.В. Гаврилов.** Космические снимки в новом Атласе «Российская Арктика». 411
- Ежегодная премия Всемирной метеорологической организации в 2019 году присуждена члену редколлегии нашего журнала Сергею Сергеевичу Зилитинкевичу. 388

Путешествия, открытия

- М.Д. Ананичева, Г.Ю. Пакин, А.Л. Энтин.** Исследования Верхнеангарской группы ледников. 423