

Nº 1



Журнал основан в 1961 г. по идее и инициативе Владимира Михайловича Котлякова В 1961–2009 гг. журнал носил название «Материалы гляциологических исследований» Выходит 4 раза в год. ISSN 2076-6734 (Print), ISSN 2412-3765 (Online) The journal is established in 1961 by the idea and initiative of Vladimir Kotlyakov In 1961–2009 the journal had the name «Data of Glaciological Studies» Four issues per year. ISSN 2076-6734 (Print), ISSN 2412-3765 (Online) Журнал издаётся под руководством Отделения наук о Земле РАН The journal is covered in the Web of Science™ Core Collection, Emerging Sources Citation Index (ESCI) Журнал индексируется в the Web of Science™ Core Collection, Emerging Sources Citation Index (ESCI)

Состав редколлегии:

Главный редактор – академик РАН В.М. Котляков Ответственный секретарь редколлегии – канд. геогр. наук О.В. Рототаева Редактор – Л.С. Дмитриева

Члены редколлегии:

д-р Т. Вихма (Финляндия), канд. геогр. наук Н.А. Володичева, канд. геогр. наук А.Ф. Глазовский (зам. главного редактора), д-р геогр. наук В.Н. Голубев, д-р П.Я. Гройсман (США),
д-р физ.-мат. наук С.С. Зилитинкевич, д-р геогр. наук В.Г. Коновалов, д-р геогр. наук Н.И. Коронкевич, канд. геогр. наук В.Я. Липенков, д-р геогр. наук Ю.Я. Мачерет, канд. геогр. наук А.А. Медведев, д-р геогр. наук В.Н. Михаленко, д-р Ф. Наварро (Испания), канд. геогр. наук В.Н. Михаленко, д-р Ф. Наварро (Испания), 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, канд. геол.-мин. наук В.Е. Тумской, чл.-корр. РАН И.Е. Фролов, канд. геогр. наук Т.Е. Хромова, д-р геогр. наук К.В. Чистяков

Editorial Board:

Editor-in-Chief – Academician Vladimir M. Kotlyakov Editorial Secretary – Oksana V. Rototaeva Editor – Lyubov S. Dmitrieva

Members of the editorial board:

K.V. Chistyakov, I.E. Frolov, A.F. Glazovsky (deputy of the Editor-in-Chief), V.N. Golubev, P.Ya. Groisman (USA), T.E. Khromova,
V.G. Konovalov, N.I. Koronkevich, V.Ya. Lipenkov, Yu.Ya. Macheret, A.A. Medvedev, V.N. Mikhalenko, F. Navarro (Spain), N.I. Osokin, A.V. Panin, V.V. Popova, D. Raynaud (France), A.N. Salamatin, V.A. Semenov, I.V. Seversky (Kazakhstan), S.A. Sokratov, O.N. Solomina (deputy of the Editor-in-Chief), V.E. Tumskoy, T. Vihma (Finnland), N.A. Volodicheva, S.S. Zilitinkevich

В подготовке журнала к печати принимали участие:

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

Адрес редакции журнала «Лёд и Снег»: 117312 Москва, ул. Вавилова, 37, Институт географии РАН. Тел.: 8-(499) 124-73-82 khronika@mail.ru

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

Фото на обложке:Ледник на северной кромке кратера Килиманджаро на высоте
5700 м. Январь 2000 г.
Фото В. Н. Михаленко.Photo on the cover:Glacier at the north rim of Mt. Kilimanjaro at 5700 m. January 2000.
Photo by V. N. Mikhalenko.

- © Российская академия наук, 2018
- © Русское географическое общество, 2018

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

ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ Ресейдения Наук

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES INSTITUTE OF GEOGRAPHY

GEOGRAPHICAL SOCIETY

RUSSIAN

РУССКОЕ ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО







МОСКВА НАУКА

MOSCOW NAUKA

Contents

Glaciers and Ice Sheets

I.I. Lavrentiev, S.S. Kutuzov, A.F. Glazovsky, Yu.Ya. Macheret, N.I. Osokin, A.V. Sosnovsky, R.A. Chernov,	
G.A. Cherniakov. Snow thickness on Austre Grønfjordbreen, Svalbard, from radar measurements	
and standard snow surveys	5
V.G. Konovalov, V.A. Rudakov. Hydrological regime of glaciers in the river basins	
of the Northern Caucasus and Altai	21

Snow Cover and Avalanches

T.S. Papina, A.N. Eirikh, N.S. Malygina, S.S. Eyrikh, O.V. Ostanin, T.V. Yashina. Microelement	
and stable isotopic composition of snowpack in the Katunsky Biosphere Reserve (Altai Republic)	11
L.F. Lubenets, D.V. Chernykh, D.K. Pershin. Features of spatial differentiation of snow cover	
in low-mountain landscapes of the Russian Altai (case study of the Maima River basin)	56

Ground Ice and Icings

I.D. Streletskaya, A.A Vasiliev, G.E. Oblogov, P.B. Semenov, B.G. Vanshtein, E.M. Rivkina. Methane	
in ground ice and frozen sediments in the coastal zone and on the shelf of Kara Sea \dots ϵ	55
Yu.K. Vasil'chuk, Ju.N., Chizhova, A.A. Maslakov, N.A. Budantseva, A.C. Vasil'chuk. Oxygen and hydrogen	
isotope variations in a recently formed massive ice at the mouth of the Akkani River, Eastern Chukotka 7	78
L.G. Neradovskiy. Quantitative estimation of volumetric ice content in frozen ground by dipole	
electromagnetic profiling method) 4

Sea, River and Lake Ice

L.M. Kondratyeva, D.V. Andreeva, E.M. Golubeva. Factors affecting the conditions of sulfate reduction	
and mercury methylation in the River Amur ice	105
A.N. Makhinov, V.I. Kim, D.V. Matveenko. The structure and long-term dynamics of the ice cover	
in the lower reach of the Amur River	117
L.A. Timokhov, N.A. Vyazigina, E.U. Mironov, A.V. Popov. Seasonal and inter-annual variability	
of the ice cover in the Greenland Sea	127
Express Information	
V.N. Mikhalenko. The present-day tropical glaciers	135
Reviews and News	
Aldar Petrovich Gorbunov is 90 years old	139
M.Yu. Moskalevsky. Conference «Natural processes in the polar regions of the Earth in the global	

doi: 10.15356/2076-6734-2018-1

Содержание

Ледники и ледниковые покровы

И.И. Лаврентьев, С.С. Кутузов, А.Ф. Глазовский, Ю.Я. Мачерет, Н.И. Осокин, А.В. Сосновский,
Р.А. Чернов, Г.А. Черняков. Толщина снежного покрова на леднике Восточный Грёнфьорд
(Шпицберген) по данным радарных измерений и стандартных снегомерных съёмок5
В.Г. Коновалов, В.А. Рудаков. Гидрологический режим ледников в бассейнах рек
Северного Кавказа и Алтая 21

Снежный покров и снежные лавины

Т.С. Папина, А.Н. Эйрих, Н.С. Малыгина, С.С. Эйрих, О.В. Останин, Т.В. Яшина. Микроэлементный	
и изотопный состав снежного покрова Катунского природного биосферного заповедника	
(Республика Алтай) 4	1
Л.Ф. Лубенец, Д.В. Черных, Д.К. Першин. Особенности пространственной дифференциации	
снежного покрова в низкогорных ландшафтах Русского Алтая (на примере бассейна р. Майма) 5	6

Подземные льды и наледи

Морские, речные и озёрные льды

<i>Л.М. Кондратьева, Д.В. Андреева, Е.М. Голубева.</i> Факторы, влияющие на процессы	
сульфатредукции и метилирования ртути во льдах реки Амур	105
<i>А.Н. Махинов, В.И. Ким, Д.В. Матвеенко.</i> Строение и многолетняя динамика ледяного покрова	
в нижнем течении реки Амур	117
<i>Л.А. Тимохов, Н.А. Вязигина, Е.У. Миронов, А.В. Попов.</i> Особенности сезонной и межгодовой	
изменчивости ледяного покрова Гренландского моря	127

Экспресс-информация

В.Н. Михаленко. Т	ропические ледники сегодня	13	\$5
--------------------------	----------------------------	----	-----

Обзоры и хроника

Алдару Петровичу Горбунову 90 лет	. 139
<i>М.Ю. Москалевский</i> . Конференция «Природные процессы в полярных регионах Земли	
в эпоху глобального потепления»	. 141

ПОЛЯРНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ И ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКИЙ СИМПОЗИУМ 2018 ГОДА

Первый циркуляр

POLAR CONFERENCE and GLACIOLOGICAL SYMPOSIUM – 2018 First Circular and Call for Papers

С 24 по 29 сентября 2018 г. в г. Сочи состоится 14-я полярная конференция и Гляциологический симпозиум с главной темой «Полярные страны и криосфера в условиях глобального потепления». Оба мероприятия организуются Институтом географии РАН и Гляциологической ассоциацией. Симпозиум охватит широкий круг проблем гляциологии, ориентированных на результаты исследований последних лет по проблемам взаимодействия криосферы и всех видов природных льдов с атмосферой. Для каждого устного доклада на конференции и симпозиуме, вместе с дискуссией, отводится около 20 минут. Предполагаются также стендовые доклады. Тезисы докладов, готовые для публикации, объёмом до 250 слов следует отправить на сайт симпозиума по адресу <u>www.polar2018.igras.ru</u> **до 15 мая 2018 г.**

Основные требования для отправки тезисов: 1) тезисы должны быть написаны на русском или английском языке; 2) в заголовке тезисов должно быть не более 10 слов; 3) заголовок, авторы, организации помещаются на отдельных строках до основного текста тезисов; 4) объём текста тезисов – не более 2500 знаков (с интервалами), т.е. одна страница в формате A4; 5) текст тезисов должен быть создан с использованием Microsoft Word (в форматах *.doc или *.rtf); 6) используется шрифт Times New Roman 12 pt, однострочный интервал; 8) не применяются подчеркивание, жирный шрифт, курсив, прописные буквы (кроме обычного их употребления).

Тексты докладов Симпозиума и конференции, подготовленные по Правилам для авторов журнала «**Лёд и Снег**», могут быть опубликованы в этом журнале после их одобрения двумя рецензентами. Тексты докладов для публикации следует присылать электронной почтой (<u>khronika@mail.ru</u>) в Гляциологическую ассоциацию (на имя 0.В. Рототаевой). Объём текста доклада — от 10 до 20 страниц (шрифт Times New Roman 12 pt, через 1,5 интервала, плюс необходимое число иллюстраций в компьютерном исполнении). Для демонстрации докладов используется компьютерная презентация. Программа симпозиума будет заблаговременно опубликована на его сайте.

Полярная конференция и гляциологический симпозиум будут проходить последовательно в гостинице «Чеботарёвъ», расположенной в центральной части г. Сочи недалеко от парка «Ривьера» [ул. Виноградная, д. 12/1, тел. (862) 253-26-80]. Организация симпозиума предполагается следующей: в понедельник и вторник — заседания полярной конференции, в среду две параллельные экскурсии для участников обоих научных мероприятий в Красную Поляну и Абхазию, с четверга по субботу — заседания симпозиума, в воскресенье — разъезд участников. В один из вечеров будет организован банкет (его стоимость будет объявлена позже).

Регистрация

Регистрация участников проводится на сайте симпозиума <u>www.polar2018.igras.ru</u>, который будет открыт 1 апреля 2018 года. Здесь Вы найдете всю информацию по вопросам размещения, оплаты и транспорта. Поскольку число мест в гостинице ограничено, они будут бронироваться в порядке поступления заявок.

Индивидуальный регистрационный взнос, составляющий 2500 рублей, включает в себя организационные расходы и кофе-брейки во время работы симпозиума. Стоимость проживания в гостинице при размещении в двухместном номере (с завтраком) составляет от 1100 до 1500 руб. в сутки. Подробности и реквизиты для оплаты оргвзноса см. на указанном сайте.

Все желающие участвовать в симпозиуме и на полярной конференции (независимо от того, будете Вы делать доклад или нет) должны <u>не позднее 15 мая 2018 г.</u> зарегистрироваться на сайте симпозиума, заполнив следующие блоки.

1. Персональная информация (Фамилия И.О., учёное звание, место работы и должность, контактная информация, обязательно e-mail). В поле «комментарии» необходимо дать название доклада с указанием докладчика.

 Проживание (указать даты приезда и отъезда, а также один из предложенных вариантов размещения. При заявке на расселение вдвоём просим бронировать не номер полностью, а место в номере необходимой категории и указывать в комментариях, с кем бы Вы хотели вместе поселиться).

3. Тезисы.

4. Желание участвовать в одной из объявленных экскурсий.

Сайт симпозиума: www.polar2018.igras.ru

The Polar Conference and Glaciological Symposium will be held in Sochi from 24 to 29 September, 2018. The Symposium theme is **«Polar regions and cryosphere in the context of global warming**». Both events will be held by the Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, and Glaciological Association.

Scientific Program

The Symposium will cover a wide range of cryospheric topics. It is expected that presentations will describe results of recent investigations devoted to the main key issues of present-day glaciology. Each oral presentation will be allowed 20 minutes, including discussion. Working languages are Russian and English (no simultaneous translation will be provided). Abstracts of presentations should be addressed to <u>www.polar2018.igras.ru</u> from the beginning of April before May 15, 2018.

Requirements for abstracts are as follows: 1) Russian or English language; 2) Title must not exceed 10 words; 3) Title, authors, and institute should be typed on separate lines in the upper part of the page below title; 4) A one-page text should not contain more than 2500 characters with spaces, i.e. to cover one page in the A4 format; 5) Microsoft Word (in formats *.doc or *.rtf) and Times New Roman font, 12 pt, one-line spacing, and a paragraph indention of 1.25 cm should be used; 7) No underlining, bold font or italics is allowed.

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 for publication via electronic mail to 0.V. Rototaeva (<u>khronika@mail.ru</u>). Acceptable manuscripts should be between 10 and 20 pages in length (Times New Roman font, 12 pt, 1.5 line spacing) including tables and illustrations (not more than six, with minimum 300 dpi resolution as tiff or jpg electronic files).

All oral presentations are to be done using PC-based Power Point or similar formats. Preliminary Symposium Program will be available on the Symposium website.

Polar Conference and Glaciological Symposium will be held in the hotel «Чеботарёвъ» («Chebotarev») in the central part of Sochi [Vinogradnaya St., 12/1, tel. (862) 253-26-80]. Order of scientific events as following: on Monday and Tuesday are session of Polar Conference, on Wednesday is the excursion to Krasnaya Polyana sport village, from Thursday to Saturday are sessions of Glaciological Symposium.

Registration

The individual registration fee for participation in the Symposium will be 2500 rubles. This fee includes coffee breaks and organizational expenses. All potential participants (including non-presenters) are invited to register online **before May 15, 2018**. 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 (if presenting) and information about the format (oral or poster).

2. If you prefer to stay in the hotel mentioned, please, request this. Choice of preferred hotels in Sochi and booking could be made independently (the simplest way via site
booking.com>).

3. Abstract (if you are presenting a poster or oral paper).

4. Your participation in excursion.

Site of the Polar Conference and Glaciological Symposium:

www.polar2018.igras.ru

e-mail: <u>khronika@mail.ru</u>

Надеемся увидеть Вас среди участников симпозиума с новыми научными результатами, полученными в последние годы. We look forward to meeting you at the Polar Conference and Symposium and to sharing your latest scientific results.

Ледники и ледниковые покровы

УДК 551.32

doi: 10.15356/2076-6734-2018-1-5-20

Accepted November 23, 2017

Толщина снежного покрова на леднике Восточный Грёнфьорд (Шпицберген) по данным радарных измерений и стандартных снегомерных съёмок

© 2018 г. И.И. Лаврентьев, С.С. Кутузов, А.Ф. Глазовский, Ю.Я. Мачерет*, Н.И. Осокин, А.В. Сосновский, Р.А. Чернов, Г.А. Черняков

Институт географии РАН, Москва, Россия *macheret2011@yandex.ru

Snow thickness on Austre Grønfjordbreen, Svalbard, from radar measurements and standard snow surveys

I.I. Lavrentiev, S.S. Kutuzov, A.F. Glazovsky, Yu.Ya. Macheret*, N.I. Osokin, A.V. Sosnovsky, R.A. Chernov, G.A. Cherniakov

> Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia *macheret2011@yandex.ru

Received August 22, 2017

Keywords: Arctic, glacier, radar survey, snow cover, snow measurements, Svalbard.

Summary

Comparison of two methods of measurements of snow cover thickness on the glacier Austre Grønfjordbreen, Svalbard was performed in the spring of 2014. These methods were the radar (500 MHz) observations and standard snow surveys. Measurements were conducted in 77 different points on the surface of the glacier. A good correlation ($R^2 = 0.98$) was revealed. In comparison with the data of snow surveys, the radar measurements show a similar but more detailed pattern of the distribution of the snow cover depth. The discrepancy between the depths of snow cover on maps plotted from data of both methods did not exceed 30 cm in most parts of the glacier. The standard error of interpolation of the radar data onto the entire glacier surface amounts, on average, to 18 cm. This corresponds to the error of radar measurements of 18.8% when an average snow depth is about 160 cm and 9.4% at its maximum thickness of 320 cm. The distance between the measurement points at which the spatial covariance of the snow depth disappears falls between 236 and 283 m along the glacier, and between 117 and 165 m across its position. We compared the results of radar measurements of the pulse-delay time of reflections from the base of the snow cover with the data of manual probe measurements at 10 points and direct measurements of snow depth and average density in 12 snow pits. The average speed of radio waves propagation in the snow was determined as $V_{cr} = 23.4\pm0.2$ cm ns⁻¹. This magnitude and the Looyenga and Kovacs formulas allowed estimating the average density of snow cover $\rho_L = 353.1\pm13.1$ kg m⁻³ and $\rho_K = 337.4\pm12.9$ kg m⁻³. The difference from average density measured in 12 pits $\rho_{av.meas} = 387.4\pm12.9$ kg m⁻³ amounts to -10.8% and -14.8%. In 2014, according to snow and radar measurements, altitudinal gradient of snow accumulation on the glacier Austre Grønfjordbreen was equal to 0.21 m/100 m, which is smaller than the average values (0.35 m/100 m). According to the results of snow measurements of 2011-2014, the average thickness of the snow cover on the glacier Austre Grønfjordbreen was by 17 cm greater than in 1979. In the very snowy year 2012, it was higher by 21.5 cm in comparison with the year 1979, and its spatial variability (standard deviation σ H) had increased by 25.6 cm. Estimates of spatial and temporal variability of snow cover depth will be used to analyze the hydrothermal state of the glacier and its changes with regard to revealed features and climatic trends.

Citation: Lavrentiev I.I., Kutuzov S.S., Glazovsky A.F., Macheret Yu.Ya., Osokin N.I., Sosnovsky A.V., Chernov R.A., Cherniakov G.A. Snow thickness on Austre Grønfjordbreen, Svalbard, from radar measurements and standard snow surveys. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2018. 58 (1): 5–20. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2018-1-5-20

Поступила 22 августа 2017

Ключевые слова: Арктика, ледник, радиолокация, снегомерные измерения, снежный покров, Шпицберген.

Приведены результаты измерений толщины снежного покрова на леднике Восточный Грёнфьорд (Шпицберген) весной 2014 г. По этим данным оценена точность радиолокационных измерений толщины и средней плотности снежного покрова, а также их пространственная и временная изменчивость по сравнению со снегомерными измерениями 2011–2014 и 1979 гг.

Введение

Снежный покров существенно влияет на локальный и региональный климат, термический режим подстилающих пород [1-3], баланс массы ледников, а также ледниковый и речной сток [4, 5]. Основные его параметры – толщина, структура и плотность – определяют снегозапасы и теплоизолирующие свойства снежного покрова. На архипелаге Шпицберген (Свальбард) снежный покров на ледниках существует в течение большей части года, но к концу лета сохраняется лишь в областях их питания. Наблюдения за аккумуляцией снежного покрова на ледниках Шпицбергена начаты в 1931/32 г. шведскими учёными на п-ове Брёггер [6] и продолжались в 1950-80-х годах вплоть до настоящего времени экспедициями разных стран в других районах архипелага [7, 8], включая ледник Восточный Грёнфьорд на западе Земли Норденшельда (рис. 1). В настоящей статье мы обсуждаем данные наземных радиолокационных измерений толщины снежного покрова, полученные в 2014 г., и используем их и материалы стандартных снегомерных съёмок 1979 и 2011— 2014 гг. для оценки точности измерений толщины и водозапаса снежного покрова радиолокационным методом, а также их пространственной и временной изменчивости на леднике Восточный Грёнфьорд.

Снегомерные работы на леднике Восточный Грёнфьорд

Ледник Восточный Грёнфьорд занимает площадь 7,6 км², имеет длину около 5,3 км и располагается в диапазоне высот 40–490 м [9]. На этом леднике наблюдения за аккумуляцией снега проводились экспедицией Института географии АН СССР в 1966–1967 гг. [10] и продолжались в 1979–1989 гг. [5, 11, 12]. С 2010 г. для



Рис. 1. Положение ледника Восточный Грёнфьорд на западе Земли Норденшельда (красная стрелка) (*a*) и ледник Восточный Грёнфьорд весной 2010 г. (*б*). Фото И.И. Лаврентьева

Fig. 1. The position of Austre Grønfjordbreen in the western part of Nordenskiöld Land (red arrow) (*a*) and Austre Grønfjordbreen in spring of 2010 (δ). Photo by I.I. Lavrentiev

Принята к печати 23 ноября 2017 г.



Рис. 2. Положение шурфов и точек снегомерной съёмки весной 2011–2014 гг. и профилей радиолокационных измерений весной 2014 г. на леднике Восточный Грёнфьорд.

Цифрами обозначены номера шурфов и точек снегомерной съёмки (см. табл. 2). В качестве подложки использован космический снимок LANDSAT 8 (OLI) от 24.08.2013.

Fig. 2. Location of snow pits and points of spring snow surveys 2011–2014, and radar sounding tracks in spring 2014 on Austre Grønfjordbreen.

Digits denoting the numbers of snow pits and points of manual snow probe survey (see Table 2). LANDSAT 8 (OLI) on 24.08.2013 as a background image

передвижения по леднику используются снегоходы, что позволило выполнять снегомерные съёмки и радиолокационные измерения толщины снежного покрова на всей доступной площади ледника (рис. 2). Измерения проводились в апреле, до начала таяния на леднике, когда вся толща снежного покрова имела отрицательные температуры [9, 13, 14]. Расстояние между точками снегомерных измерений щупом составляло около 300 м; их координаты определяли с по-

мощью GPS-приёмника Garmin GPSMap 76 csx с точностью 5 м. Толшину и среднюю плотность ρ_{ср} снежного покрова измеряли в нескольких шурфах, расположенных в нижней, средней и верхней частях ледника. мерной лентой и послойно весовым снегомером ВС-43 с погрешностью измерения массы пробы ±5 г и длины столбика пробы ±10 мм. По этим данным вычисляли водозапас W снежного покрова как произведение его общей толщины на среднюю плотность. В 2011–2013 гг. снегомерные измерения на леднике Восточный Грёнфьорд были выполнены сотрудниками ААНИИ [15-17], а весной в конце холодного периода 2014 г. продолжены сотрудниками Института географии РАН. Результаты весенних измерений 2011-2014 гг. опубликованы в работах [13, 14]. Весной 2014 г. измерения толщины снежного покрова также были выполнены с применением радиолокационного метода.

Радиолокационные измерения снежного покрова

В последние годы для измерения толщины, строения, плотности и водозапаса снежного покрова на суше и ледниках все шире применяют наземные и воздушные радиолокационные методы [18-27]. Их важное преимущество по сравнению с традиционными снегомерными съёмками состоит в том, что измерения могут выполняться дистанционно с большой частотой, с интервалом порядка 1-10 м, вдоль протяжённых профилей с помощью радиолокационной аппаратуры, установленной на наземных или воздушных транспортных средствах или переносимой людьми. Весной 2014 г. на леднике Восточный Грёнфьорд одновременно со стандартными снегомерными измерениями выполнены измерения толщины снежного покрова с использованием георадара pulseEKKO PRO, транспортируемого снегоходом, по густой сети поперечных профилей, проходящих вблизи термометрических скважин, пробуренных со дна шурфов, в которых измерялись толщина и плотность слоёв снега и прослоек льда (см. рис. 2).

Аппаратура, методика измерений и интерпретации радарных данных. Для измерения толщины снежного покрова применялся георадар pulseEKKO PRO с антеннами 500 МГц. Георадар



Рис. 3. Георадар pulseEKKO PRO с антеннами 500 МГц, апрель 2014 г. **Fig. 3.** PulseEKKO PRO radar with 500 MHz antennas, April 2014

содержит приёмное и передающее устройства с блоками питания 12 В, приёмную и передающую экранированные антенны, блок управления и цифровой регистрации радарных данных, а также GPS-приёмник. Всё оборудование смонтировано на деревянных санях, транспортируемых снегоходом (рис. 3). Передающее устройство запускается либо таймером с интервалом 1–2 с, либо от одометра с интервалом около 1,3 м при скорости движения по леднику 5–10 км/ч.

На частоте 500 МГц (длина волны в воздухе $\lambda = 0.6$ м) передатчик генерирует электромагнитные широкополосные импульсы напряжением 400 В длительностью 1 нс с частотой повторения 100 кГц, которые отражаются от диэлектрически контрастных границ раздела в снежном покрове, принимаются приёмником во временном окне 50 нс и оцифровываются с периодом дискретизации 0,2 нс. При средней скорости распространения радиоволн 0,2 м/нс это позволяет получать отражения от границ в снежном покрове до глубины 6,25 м с максимальным вертикальным разрешением $\lambda/4 = 0,1$ м и предельным разрешением $\lambda/10 = 0.04$ м [28]. Измерения вдоль профилей выполнялись при фиксированном расстоянии между центрами передающей и приёмной антенн $x_0 = 0,23$ м. Такой способ измерений известен как common-offset (CO) съёмка. Для визуализации и обработки радиолокационных отражений использовался пакет программ RadexPro Basic 2011.2 компании Deco Geophysical [29] с набором модулей Bandpass Filtering, Spatial Filtering и Amplitude Correction; оцифровка (пикирование) времени запаздывания отражённых сигналов выполнялась в ручном и полуавтоматическом режимах с применением модуля Picking. Пример радарной записи, полученной вблизи одного из шурфов с измеренной толщиной и структурой снежного покрова, приведён на рис. 4. Помимо отражения от подошвы снега, в толще хорошо различимы отражения от границ слоёв разной структуры и плотности, что подтверждается данными измерений в шурфах.

Измерение толщины и оценка параметров снежного покрова. В результате снегопадов, оттепелей и выпадения жидких осадков снежный покров имеет слоистую структуру и содержит слои снега и прослойки льда разной толщины, плотности и структуры. В первом приближении он может рассматриваться в виде системы плоско-параллельных слоёв с диэлектрически контрастными границами раздела. С учётом расстояния x_0 между приёмной и передающей антеннами глубина отражений от подошвы снежного покрова $H_{\rm B}$ и средняя скорость $V_{\rm cp}$ распространения радиоволн в снежном покрове определяются из геометрических соотношений:

$$H_{\rm B} = [(V_{\rm cp} \tau_{\rm B}/2)^2 - (x_{\rm o}/2)^2]^{1/2};$$
(1)

$$V_{\rm cp} = 2[(x_{\rm o}/2)^2 + H_{\rm B}^2)]^{1/2}/\tau_{\rm B}.$$
 (2)

По формуле (2) среднюю скорость V_{cp} можно оценить, если общая толщина снежного покро-



Рис. 4. Пример радарной записи, полученной на леднике Восточный Грёнфьорд вблизи шурфа 1 (см. рис. 2) с измеренной толщиной и структурой снежного покрова.

Отражение с временем запаздывания $\tau_{\rm B} = \sim 15,3$ нс соответствует подошве снежного покрова на дне шурфа на глубине $H_{\rm B} = 187$ см. Цифрами обозначена структура снежного покрова: 1 – свежевыпавший снег; 2 – мелкозернистый снег; 3 – среднезернистый снег; 4 – крупнозернистый снег; 5 – ледяная корка; 6 – глубинная изморозь; расстояние между трассами измерений ~1 м

Fig. 4. An example of radar record received on Austre Grønfjordbreen snow pit 1 (see Fig. 2) with the measured snow depth and structure.

Reflection with delay time $\tau_B = \sim 15.3$ ns corresponds to the bottom of the snow pack in the pit at a depth $H_B = 187$ cm. The snow structure is denoted as followed: 1 - fresh snow; 2 - fine-grained snow; 3 - medium-grained snow; 4 - coarse-grained snow; 5 - ice crust; 6 - depth hoar; distance between radar traces is ~ 1 m

ва $H_{\rm B}$ известна по данным измерений снегомерным щупом или мерной лентой в шурфе, а также по данным измерений с общей глубинной точкой (ОГТ) и если измерено время запаздывания $\tau_{\rm B}$ -отражений от подошвы снежного покрова. Для немагнитных материалов, к каким относятся снег, фирн и лёд, скорость распространения радиоволн V в диапазоне радиозондирования 1–1000 МГц определяется их относительной диэлектрической проницаемостью є:

$$V = c/\varepsilon^{1/2},\tag{3}$$

где c = 30 см/нс – скорость распространения света в воздухе.

По данным лабораторных и полевых измерений величина є снега, фирна и льда слабо зависит от температуры и содержания кислотных примесей. В основном она определяется плотностью и содержанием воды и в меньшей степени – структурой [30]. Для плотного льда при температуре t = 0 °C, $\varepsilon = 3,19\pm0,04$ [31], а в диапазоне от 0 до -20 °C зависимость ε от температуры t описывается соотношением [32] $\varepsilon(t) = 3,1884 + 0,00091t$. Зависимость ε от плотности ρ и содержания воды w достаточно хорошо [33, 34] описывается формулой Луэнга [35]. Для сухого снега, фирна и льда зависимость относительной диэлектрической проницаемости ε_d от их плотности ρ_d по формуле *Луэнга* имеет следующий вид:

$$\varepsilon_d = \varepsilon(\rho_d) = [\phi_i(\varepsilon_i^{1/3} - 1) + 1]^3,$$
(4)

где $\varphi_i = \rho_d / \rho_i$ — объёмное содержание льда; $\rho_i = 917 \text{ кг/м}^3$ — плотность плотного льда; $\varepsilon_i = 3,19$ — его относительная диэлектрическая проницаемость.



Рис. 5. Зависимость скорости распространения радиоволн в сухом снежном покрове от его плотности, оценённая по формулам:

1 – Луэнга [35]; *2* – Тиури [37]; *3* – Ковакса [36]

Fig. 5. Dependence of the propagation velocity of radio waves in the dry snow cover on its density, estimated by formulas:

1 – Looenga [35]; 2 – Tiuri [37]; 3 – Kovacs [36]

Из уравнения (4), учитывая соотношение (3), можно сразу [34] определить ρ_d :

$$\rho_d = \rho_i [(c/V_d)^{2/3} - 1] / [(c/V_i)^{2/3} - 1]]$$

где $V_i = c/\varepsilon_i^{1/2} = 16,8$ см/нс – скорость распространения радиоволн во льду с плотностью $\rho_i = 917$ кг/м³.

Для оценки ρ_d могут быть также использованы эмпирические зависимости *Ковакса* [36]:

$$\varepsilon_d = (1 + 0.845\,\rho_d)^2 \tag{5}$$

откуда $\rho_d = [(c/V_d) - 1]/0,845$, а также *Тиури* [37]: $\varepsilon_d = 1 + 1,7\rho_d + 0,7\rho_d^2$. (6)

Зависимость скорости распространения радиоволн V_d в сухом снежном покрове от его плотности ρ_d, рассчитанная по формулам (4)-(6), приведена на рис. 5. В типичном для ледников диапазоне плотностей снежного покрова $\rho_d = 200 \div 400 \text{ кг/м}^3$ различие в скорости распространения радиоволн V_d , оценённой по формулам (4) и (5), не превышает 0,5 см/нс; большее различие с ними даёт формула (6). Дальнейшее сравнение расчётных значений с результатами измерений показало, что наименьшие различия получаются при использовании формул (4) и (5), которые и были применены для оценки средней плотности р_{ср} снежного покрова на леднике Восточный Грёнфьорд по величине средней скорости распространения радиоволн V_{сп}. Для её определения использованы уравнение (2) и данные измерений времени запаздывания отраже-



Рис. 6. Ошибка радиолокационных измерений толщины сухого снежного покрова (см) в зависимости от: a – времени запаздывания т отражённых сигналов и ошибки измерений σ_{τ} (0,10; 0,15 и 0,20); δ – ошибки определения средней скорости распространения радиоволн $\sigma_{V_{\rm CP}}$ (1; 2 и 3 см/нс); ϵ – величины средней скорости распространения радиоволн $V_{\rm cp}$ (15; 28 и 40 см/нс)

Fig. 6. Error in radar measurements of the dry snow cover depth (cm) as a function of:

a – the delay time τ of the reflected signals and the measurement error σ_{τ} (0,10; 0,15 and 0,20); δ – errors in determining the mean propagation velocity $\sigma_{V_{\rm CP}}$ (1; 2 and 3 cm/Hc); e – the values of the average propagation velocity of radio waves $V_{\rm CP}$ (15; 28 and 40 cm/Hc)

ний $\tau_{\rm B}$ от границы снег—лёд вблизи шурфов (см. рис. 4) и точек снегомерной съёмки с измеренной толщиной снежного покрова $H_{\rm B}$.

Оценка точности радиолокационных измерений толщины снежного покрова. Из уравнения (1) следует, что точность измерений толщины $H_{\rm B}$ снежного покрова радиолокационным методом существенно зависит от точности измерений времени запаздывания $\tau_{\rm B}$ отражений от подошвы снежного покрова и средней скорости $V_{\rm cp}$ распространения радиоволн в нём. Ошибка σ_H определения толщины снежного покрова может быть оценена из соотношения [22]

$$\sigma_H = (1/2) [\tau^2 \sigma_{V_{\rm cp}}^2 + V_{\rm cp}^2 \sigma_{\tau}^2)]^{1/2}, \tag{7}$$

где $\sigma_{V_{cp}}$ – ошибка измерений средней скорости распространения радиоволн V_{cp} ; σ_{τ} – ошибка времени запаздывания τ отражённых сигналов; зависимость σ_H от $\sigma_{V_{cp}}$ и σ_{τ} приведена на рис. 6. При типичных значениях для снежного покрова на леднике Восточный Грёнфьорд, когда средняя толщина составляет 140 см, $\sigma_{V_{cp}} = \pm 1$ см/нс и $\sigma_{\tau} = \pm 0,2$ нс, а $\tau < 10$ нс в диапазоне $V_{cp} = 15 \div 40$ см/нс, ошибка измерений толщины сухого снежного покрова σ_H не превышает ± 7 см.

Результаты измерений

По данным радиолокационных измерений в режиме common offset, средняя скорость распространения радиоволн в снежном покрове V_{cp} определялась по формуле (2). Для её вычисления использованы данные измерений общей толщины $H_{\rm B}$ снежного покрова и времени запаздывания $\tau_{\rm B}$ отражений от подошвы снежного покрова в точках снегомерной съёмки и вблизи шурфов (см. рис. 4).

Толщина и плотность снежного покрова по измерениям в шурфах. Данные измерений толщины h_i и плотности ρ_i слоёв снега и прослоек льда в шурфах служили для определения средней плотности ρ_{cp} снежного покрова. Пример таких данных для шурфа в точке бурения скв. 1 приведён на рис. 4. Средняя плотность снега в шурфе равна 0,380 г/см³, средняя плотность снежного покрова по измерениям стандартным плотномером – 0,39 г/см³; снегозапас без учёта наложенного льда – 725 мм. По формуле средней взвешенной плотности $\rho_{cp} = \Sigma h_i \rho_i / \Sigma h_i = 0,388$ г/см³.

Средняя скорость распространения радиоволн и средняя плотность снежного покрова по данным ручных и радиолокационных измерений. Результаты определения толщины, средней скорости распространения радиоволн и средней плотности снежного покрова по данным стандартных и радиолокационных снегомерных измерений и расчётов по формулам (4) и (5) приведены в табл. 1. Средняя скорость распространения радиоволн в снежном покрове по данным измерений в 22 точках $V_{\rm cp} = 23.4 \pm 0.2$ см/нс; средняя плотность снежного покрова по измерениям в 12 шурфах $\rho_{cp,meas} = 387,4 \pm 12,9$ кг/м³. По радиолокационным измерениям у 22 шурфов и снегомерных точек средняя плотность снежного покрова по оценкам с помощью формулы Луэнга (4) $\rho_L = 353, 1 \pm 13, 1$ кг/м³, формулы Ковакса (5) $-\rho_K = 337.4 \pm 12.9$ кг/м³. Различие между измеренной р_{ср.meas} и вычисленной средней плотностью ρ_I и ρ_K снежного покрова равно соответственно 10,8 и 14,8%.

По данным радиолокационных измерений в мае 1997 г. на частотах 450 и 500 МГц и обычных измерений толщины снежного покрова на ледниках на западе Земли Норденшельда [38] в диапазоне высот 100–500 м $\rho_{d.cp} = 309 \div 418,6 \text{ кг/м}^3$, а в среднем составляет 371 кг/м³. Из сравнения данных радарных и стандартных измерений в 260 точках с интервалом 5 м на участках протяжённостью 100 м во всех девяти исследованных районах Шпицбергена средняя диэлектрическая проницаемость сухого снега $\varepsilon_{d \, cp} = 1,92$. Этой величине соответствует средняя скорость распространения радиоволн $V_{d,cp} = 21,65 \text{ см/нс},$ что согласуется с приведёнными ранее данными по леднику Восточный Грёнфьорд $(V_{d,cp} = 23,4\pm0,2 \text{ см/нс})$. Для ледника Восточный Грёнфьорд сравнение данных стандартных измерений толщины снежного покрова и данных радиолокационных измерений в этих точках показывает, что среднюю плотность снежного покрова по данным радиозондирования лучше оценивать по формуле Луэнга, учитывая, что она занижает средние значения на 10,8%.

Толщина снежного покрова по данным радиолокационных и снегомерных измерений. Сравнение толщины снежного покрова по данным стандартных и радиолокационных снегомерных измерений 2014 г. (рис. 7) показывает их хорошее совпадение с коэффициентом детерминации $R^2 = 0.95$. Величина средней скорости распространения радиоволн $V_{cp} = 23.4$ см/нс, полученная из сравнения данных радиолокационных и

Номера точек	h _{meas} , см	τ _в , нс	<i>V</i> _{ср} , см/нс	<i>h_{rad}</i> , см	$ρ_{cp.meas}$, KΓ/M ³	ρ_L , кг/м ³	ρ _{<i>K</i>} , кг/м ³
и шурфов на рис. 2	на рис. 2 мая 2 сред			ruu (cp.meus)			
	Измерения в точках						
16	115	10,07	22,8	118		387	371
32	145	11,99	24,2	140		300	284
33	117	10,39	22,5	121		409	393
43	152	12,89	23,6	151		338	322
48	180	16,19	22,2	189		429	413
45	157	13,43	23,4	157	пет данных	351	335
46	160	13,74	23,3	161		357	341
52	150	12,1	24,8	141		263	249
56	125	11,3	22,1	132		437	421
67	180	15,36	23,4	180		348	331
			Измерени	я в шурфах			
1	187	15,28	24,5	179	390	282	267
3	144	12,95	22,2	151	347	429	413
4	226	18,69	24,2	219	371	300	285
5	150	11,72	25,6	137	407	217	204
6	130	11,19	23,2	131	378	361	345
6.1	124	10,77	23,0	126	416	375	358
10	146	12,57	23,2	147	344	361	345
11	140	11,94	23,5	140	390	347	331
12	184	15,02	24,5	176	397	281	266
13	100	9,12	21,9	107	500	451	436
14	145	12,84	22,6	150	353	405	388
15	165	14,01	23,6	164	356	340	324
Среднее	$151,0\pm6,2$	12,88	$23,4\pm0,2$	$150,1\pm 5,6$	$387,4\pm12,9$	353,1±13,1	$337,4\pm 12,9$

Таблица 1. Характеристика снежного покрова по данным измерений в точках стандартной снегомерной съёмки и в шурфах*

 h_{meas} – толщина снежного покрова; $\tau_{\rm B}$ – время запаздывания отражений от подошвы снежного покрова; $V_{\rm cp}$ – средняя скорость распространения радиоволн по данным измерений h_{meas} и $\tau_{\rm B}$; h_{rad} – толщина снежного покрова по данным радиолокационных измерений при $V_{\rm cp}$ = 23,4 см/нс; $\rho_{\rm cp.meas}$ – средняя плотность снежного покрова по данным измерений в шурфах; ρ_L и ρ_K – средняя плотность снежного покрова соответственно по формулам Луэнга и Ковакса.



Рис. 7. Соотношение между толщиной снежного покрова по данным ручных снегомерных измерений (ось Y) и радиолокационных измерений (ось X) весной 2014 г. **Fig. 7.** The relationship between snow depths according to manual snow measurements (*Y*-axis) and radar measurements (*X*-axis) in the spring of 2014

снегомерных измерений плотности снежного покрова в 12 шурфах, была использована для вычисления и построения карт толщины снежного покрова по всей площади ледника Восточный Грёнфьорд (рис. 8).

При сравнении данных стандартных снегомерных съёмок (см. рис. 8, а) и радиолокационных измерений (см. рис. 8, б) установлена похожая, но при радиолокационных измерениях более детальная картина распределения толщины снежного покрова на леднике Восточный Грёнфьорд. Различие в толщинах снежного покрова по сравнению радарными данными на большей части ледника не превышает ± 30 см, хотя на отдельных участках с редкой сетью или отсутствием точек стандартных измерений достигает 160 см (см. рис. 8, в). Характерное различие в 30 см соответствует погрешности радарных измерений 18,8% при средней толщине снега 160 см и 9,4% при его максимальной толщине 320 см и согласуется с оценкой средней квадра-



Год	n	Метод измерений	<i>h</i> _{ср} , см	σ_H , см	Средняя плотность снега, кг/м ³	C_{v}	C_s	C_e	
1979	92		139,5	39,0	Нет данных	0,28	0,24	0,27	
2011	49		163,0 (162,6)	41,5 (36,5)	430	0,25	0,82	1,40	
2012	47	СНМ	156,4 (164,6)	70,5 (64,6)	430	0,45	0,54	0,09	
2013	44		137,9 (141,2)	28,8 (25,8)	398	0,21	1,08	0,70	
2014	77		150,6 (157,6)	29,3 (27,0)	380	0,19	0,48	-0,28	
2014	34 754	РЛЗ	155,8	38,3	353,1±13,1** 337,4±12,9***	0,22	0,09	0,02	
2014	34 831	СНМ и РЛЗ	156,2	32,0	387,4±12,9	0,22	0,09	0,02	
	<i>Среднее h</i> _{ср} : 156 см по данным СНМ _(2011–2014) и 156,2 см по данным СНМ + РЛЗ _(2011–2014)								

Таблица 2. Статистические характеристики снежного покрова на леднике Восточный Грёнфьорд по данным снегомерных (СНМ) и радиолокационных (РЛЗ) измерений*

*n – число точек измерений; h_{cp} – средняя толщина; σ_H – среднее квадратическое отклонение; C_v – коэффициент ковариации; C_s – коэффициент асимметрии; C_e – коэффициент эксцесса. Значения, указанные в скобках, рассчитаны на основе растров, полученных в результате интерполяции точечных измерений на всю поверхность ледника. Данные вычислены: **по формуле Луэнга; ***по формуле Ковакса.

тической ошибки измерений толщины снежного покрова $\sigma_H = \pm 7$ см по формуле (7).

Полученные результаты показывают достаточно высокую эффективность применения высокочастотного георадара для картирования в весенний период толщины снежного покрова на ледниках. По сравнению со стандартными снегомерными съёмками важное преимущество радиолокационного метода — возможность более детальных и более быстрых измерений, не требующих больших физических усилий, хотя возникает необходимость дополнительной камеральной обработки результатов измерений.

Статистические характеристики снежного покрова

Изменчивость толщины снежного покрова на леднике Восточный Грёнфьорд. Статистические характеристики снежного покрова по данным измерений 1979 и 2011–2014 гг. приведены в табл. 2. По сравнению с 1979 г. за последние четыре года средняя толщина $h_{\rm cp}$ снежного покрова была больше на 17 см; в самый многоснежный 2012 г. она была больше на 21,5 см, чем в 1979 г., причём её изменчивость (среднее квадратическое отклонение σ_H) увеличилась на 25,6 см. Эти данные указывают на достаточно большую временную изменчивость средней толщины $H_{\rm cp}$ снежного покрова и её пространственных вариаций σ_H .

Пространственная изменчивость толщины снежного покрова вдоль профилей ручной и радио-

локационной снегомерных съёмок. Высокая густота радиолокационных измерений толщины снежного покрова позволила оценить его пространственную изменчивость вдоль профилей зондирования. Для этого использовался метод простого кригинга с разными типами вариограмм и функциями ковариации для оценки пространственной автокорреляции толщины снега.

Во-первых, в целом для ледника обнаружилась анизотропия поля толщины снежного покрова (рис. 9, а). Дистанция между точками измерений, на которой пропадает пространственная ковариация толщины снега, составляет (в зависимости от модели) от 236 до 283 м вдоль ледника и от 117 до 165 м поперёк ледника (см. рис. 9, б). Такие оценки позволяют, в первом приближении, судить о необходимой минимальной частоте снегосъёмок на леднике, если выполнять её обычным способом с помощью щупа. Во-вторых, чтобы оценить распространение ошибок и погрешности, которые возникают при интерполяции на весь ледник данных о толщине снега по радиолокационным профилям, использовался метод эмпирического байесовского кригинга. В результате оценены стандартные отклонения от вычисленных значений толщины снега для всей интерполяционной поверхности (рис. 10).

Эти стандартные ошибки интерполяции лежат в пределах 1,2—110,1 см и в среднем составляют 18,0 см. Участки наименьших ошибок, как и следовало ожидать, лежат вдоль самих профилей радиолокационного зондирования. Наибольшие ошибки возникают вблизи тех отрезков профилей зондирования, на которых наблюда-



Рис. 9. Пространственная изменчивость толщины снега по данным радиолокационных измерений: *a* – диаграмма ковариации толщины снега в зависимости от направления и дистанции (лага) между точками измерений – тонкой линией показан эллипс расстояния, на котором по сферической модели вариограммы пропадает ковариация толщины снега (большая ось 283 м и малая ось 117 м); *б* – диаграмма эмпирической вариограммы толщины снега: *1* – интервальные значения; *2* – средние значения; *3* – кривые по сферической модели для разных направлений **Fig. 9.** Spatial variability of snow depth from radar data measurements:

a – diagram of the snow depth covariance as a function of direction and distance (lag) between measurement points – a thin line shows the distance ellipse, on which the covariance of snow depth disappears according to the spherical variogram model (the major axis is 283 m and the minor axis is 117 m); δ – a diagram of the empirical semivariogram of snow thickness: 1 –binned values; 2 – averaged values; 3 – spherical model curves for different directions

ется высокая изменчивость толщины снежного покрова. Полученная карта (см. рис. 10) позволяет судить о том, насколько оптимально были проложены профили зондирования. Подобные карты дают возможность оптимизировать маршруты снегосъёмок, сгущая их сеть на участках высокой изменчивости толщины снега и заполняя профилями области недостаточного покрытия.

Зависимость толщины снежного покрова от высоты поверхности ледника. Для ледника Восточный Грёнфьорд зависимость толщины снежного покрова *h* от высоты *H* поверхности ледника по данным снегомерных и радиолокационных измерений приведена в табл. 3. Для сравнения приведены также опубликованные ранее данные о связи толщины снежного покрова h от высоты поверхности Н на других ледниках Шпицбергена [39], а также наш расчёт этой связи по данным [38] в виде линейной зависимости y = ax + b, где y = h, x = H в метрах. В работе [38] даны оценки высотного градиента снегозапаса на разных ледниках Шпицбергена, полученные по маршрутным радиолокационным и стандартным снегомерным измерениям в мае 1997 г. Характерно, что этот год, судя по данным метеостанции «Аэропорт Свальбард» (WMO ID 01008), по условиям снегонакопления был близок к норме. Зимние осадки в 1996/97 г. составили 94% средней величины за 30-летний период 1960—1990 гг. По данным метеостанции Баренцбург (WMO ID 20107), толщина снега в 1997 г. составляла 188 см при среднем значении 174 см за период 1984— 2014 гг. (93% средней величины).

Высотный градиент снегонакопления в 1997 г. на леднике Восточный Грёнфьорд составлял 0,35 м/100 м, что близко к его среднему значению 0,36 м/100 м за период 2011-2014 гг. Отметим, что, согласно имеющимся неопубликованным данным снегосъёмок на соседних ледниках Западный Грёнфьорд и Альдегонда, высотный градиент снегонакопления составлял за последнее десятилетие около 0,3 м/100 м. Связь толщины снежного покрова с высотой позволяет по ограниченным данным измерений на леднике оценивать в первом приближении среднее характерное распределение снежного покрова, необходимое для балансовых оценок, а также для оценки термического состояния приповерхностного слоя ледника. Тем не менее, год от года высотный градиент толщины снега на ледни-



Рис. 10. Стандартная ошибка значений толщины снега (см), интерполированных из данных радиолокационных измерений по профилям 2014 г.

Fig. 10. Standard error (cm) of snow depth values interpolated from data of radar along-track measurements in 2014

Ледник	Год	Длина, км	Площадь, км ²	Число точек (шурфов)	Метод измерений	a	Ь	<i>R</i> ²	Источник	
Восточный Грёнфьорд	2014		7,6	34754 (12)	РЛЗ	0,0021	0,9972	0,6088		
				77 (12)	СНМ	0,0021	0,9323	0,6281		
	2013	5,3		44		0,0022	0,8607	0,659	Настоящая работа	
	2012			47		0,0066	0,01	0,7613		
	2011			49		0,0033	0,80	0,523		
	1997			Нет данных	СНМ и РЛЗ	0,0035	0,3878	0,9347	Расчёт по данным [35]	
Ханс	1999	56	15	112 (3)		0,00138	0,41906	(0,64)		
Вереншельд	1999	27,4	~27	27,4 (3)	СНМ	0,00138	0,0888	(0,74)	[36]	
Оватсмарк	2002	~75	~15	257 (6)		0,00208	0,00418	(0,1)		

Таблица 3. Связь толщины снежного покрова h с высотой поверхности ледников H Шпицбергена по данным снегомерных (СНМ) и радиолокационных (РЛЗ) измерений в виде линейной зависимости y = ax + b*

*y = h, x = H(M); a и $b - коэффициенты линейной связи; <math>R^2 - коэффициент детерминации.$

ке Восточный Грёнфьорд может меняться более чем в три раза (от 0,21 до 0,66 м/100 м). При этом средняя толщина снега на леднике может быть практически одинаковой, а градиенты будут отличаться в два раза (2011 и 2012 гг.); иногда при одном градиенте может заметно отличаться средняя толщина (2013 и 2014 гг.).

Выводы

1. Наземные радиолокационные измерения на частоте 500 МГц, выполненные весной 2014 г. на леднике Восточный Грёнфьорд по густой сети профилей, показали тесную связь (коэффициент детерминации 0,98) с данными стандартных измерений толщины снежного покрова в 77 точках.

2. По сравнению с данными стандартных снегомерных съёмок радиолокационные измерения дают похожую, но более детальную картину распределения толщины снежного покрова. Расхождение между толщиной снежного покрова на картах стандартных и радарных измерений находится в пределах 30 см на большей части ледника. Стандартная ошибка интерполяции на всю поверхность ледника данных о толщине снега, полученных с помощью радиолокации, составляет в среднем 18 см.

3. Выполнено сравнение результатов радиолокационных измерений времени запаздывания отражений от подошвы снежного покрова с данными стандартных измерений щупом в 10 точках и прямых измерений толщины и средней плотности снежного покрова в 12 шурфах. Определена средняя скорость распространения радиоволн в снежном покрове $V_{\rm cp} = 23,4\pm0,2$ см/нс, и по её величине с применением формул Луэнга [35] и Ковакса [36] оценена средняя плотность снежного покрова $\rho_L = 353,1\pm13,1$ кг/м³ и $\rho_K = 337,4\pm12,9$ кг/м³; её отличие от измеренной в 12 шурфах средней плотности $\rho_{\rm cp.meas} = 387,4\pm12,9$ кг/м³ составляет -10,8 и -14,8%.

4. По данным снегомерных и радиолокационных измерений высотный градиент аккумуляции снега на леднике Восточный Грёнфьорд в 2014 г. был равен 0,21 м/100 м, что меньше средних значений (0,35 м/100 м).

5. По данным снегомерных измерений средняя толщина снежного покрова на леднике Восточный Грёнфьорд в 2011—2014 гг. была больше на 17 см по сравнению с 1979 г. В самый многоснежный 2012 г. она была выше на 21,5 см, чем в 1979 г., причём её пространственная изменчивость (среднее квадратическое отклонение σ_H) увеличилась на 25,6 см.

6. Повышение точности определения средней плотности и снегозапаса может быть достигнуто за счёт увеличения числа точек ручных и радиолокационных измерений толщины снежного покрова в разных высотных зонах, как это было показано в работе [38].

7. Для повышения достоверности оценки пространственных изменений толщины снежного покрова на леднике Восточный Грёнфьорд оптимальное расстояние между точками и профилями стандартных и радарных измерений должно составлять около 250 м вдоль ледника и 140 м поперёк ледника.

8. Оценка пространственной и временной изменчивости толщины снежного покрова на леднике может быть использована для анализа гидротермического состояния политермических ледников [1, 2].

Благодарности. Работа выполнялась в рамках фундаментальных научных исследований по проекту «Оценки современного состояния и текущих изменений внутреннего гидротермического режима ледников, с выделением данных по эталонным ледникам». Рег. № 01201352474 (0148-2014-0006) и по проекту 3.1 «Режимы адаптации ледников полярных областей Земли к изменениям климата» программы П-15 Президиума РАН». Работа также поддержана проектом РАН «Исследование изменчивости арктического снежного покрова и оценка его влияния на устойчивость многолетней мерзлоты на основе моделирования и радиозондирования» и грантом РНФ № 14-37-00038. Авторы благодарны

Литература

- Сосновский А.В., Мачерет Ю.Я., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И. Влияние снежного покрова на термический режим политермического ледника в условиях Западного Шпицбергена // Лёд и Снег. 2015. Т. 55. № 3. С. 27–37. doi: 10.15356/2076-6734-2015-3-27-37.
- 2. Сосновский А.В., Мачерет Ю.Я., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И. Гидротермическая структура политермического ледника на Шпицбергене по данным измерений и численного моделирования // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 2. С. 149–160. doi: 10.15356/2076-6734-2016-2-149-160.
- 3. Осокин Н.И., Сосновский А.В. Влияние динамики температуры воздуха и высоты снежного покрова на промерзание грунта // Криосфера Земли. 2015. Т. 19. № 1. С. 99–105.
- Гохман В.В., Ходаков В.Г. Гидрология ледников и ледниковых бассейнов // Гляциология Шпицбергена / Ред. В.М. Котляков. М.: Наука, 1985. С. 62–80.
- 5. Ходаков В.Г. Снежный покров // Гляциология Шпицбергена / Ред. В.М. Котляков. М.: Наука, 1985. Р. 35–46.
- Ahlmann H.W., Eriksson B.E., Ångström A., Rosenbaum L., Angstrom A. Scientific Results of the Swedish-Norwegian Arctic Expedition in the Summer of 1931. Part IV–VIII // Geografiska Annaler. Wiley Swedish Society for Anthropology and Geography. 1933. V. 15. P. 73–216. doi: 10.2307/519460.
- Hagen J.O., Liestøl O., Roland E., Jørgensen T. Glacier atlas of Svalbard and Jan Mayen // Meddelelser 129 / Ed.: A. Brekke. Oslo: Norsk polarinstitutt, 1993. 141 p.
- 8. *Hagen J.O., Kohler J., Melvold K., Winther J.G.* Glaciers in Svalbard: Mass balance, runoff and freshwater

И.Ю. Соловьяновой и коллегам из ААНИИ за предоставленные результаты снегомерных наблюдений и Российскому научному центру на архипелаге Шпицберген за комплект радиолокационной аппаратуры pulseEKKO PRO.

Acknowledgements. The work was carried out within the framework of fundamental scientific studies within the project «Assessments of the current state and current changes in the internal hydrothermal regime of glaciers, with the identification of data on reference glaciers». Reg. No. 01201352474 (0148-2014-0006), and the Project 3.1 «Adaptation Modes of Glaciers in the Polar Regions of the Earth to Climate Change» of the P-15 Program of the RAS Presidium». This work was also supported by project of RAS «Investigation of changeability of snow cover and estimation of its influence on stability of permafrost based on modeling and radio-echo sounding» and RSF grant № 14-37-00038. Authors are thankful to I.Yu. Solovyanova and AARII colleagues for snow measurements data and to Russian Scientific Center on the Spitsbergen Archipelago for the supplied set of radar equipment pulseEKKO PRO.

References

- Sosnovsky A.V., Macheret Yu.Ya., Glazovsky A.F., Lavrentiev I.I. Effect of snow cover on the thermal regime of a polythermal glacier in the conditions of Western Spitsbergen. Led i Sneg. Ice and Snow. 2015, 55 (3): 27–37. doi: 10.15356/2076-6734-2015-3-27-37. [In Russian].
- Sosnovsky A.V., Macheret Yu.Ya., Glazovsky A.F., Lavrentiev I.I. Hydrothermal structure of a polythermal glacier on Spitsbergen according to measurements and numerical simulation. Led i Sneg. Ice and Snow. 2016, 56 (2): 149–160. doi: 10.15356/2076-6734-2016-2-149-160. [In Russian].
- Osokin N.I., Sosnovsky A.V. Influence of air temperature dynamics and snow cover depth on soil freezing. *Kriosfera Zemli*. Cryosphere of the Earth. 2015, 19 (1): 99–105. [In Russian].
 Gokhman V.V., Khodakov V.G. Hydrology of glaciers and
- Gokhman V.V., Khodakov V.G. Hydrology of glaciers and glacial basins. *Glyatsiologiya Shpitsbergena*. Glaciology of Spitsbergen. Ed.: V.M. Kotlyakov. Moscow: Nauka, 1985: 62–80. [In Russian].
 Khodakov V.G. Snow cover. Ed.: V.M. Kotlyakov.
- 5. *Khodakov V.G.* Snow cover. Ed.: V.M. Kotlyakov. *Glyatsiologiya Shpitcbergena*. Glaciology of Spitsbergen. Moscow: Nauka, 1985: 35–46. [In Russian].
- Ahlmann H.W., Eriksson B.E., Angström A., Rosenbaum L., Angstrom A. Scientific Results of the Swedish-Norwegian Arctic Expedition in the Summer of 1931. Part IV-VIII. Geografiska Annaler. 1933, 15: 73-216. doi: 10.2307/519460.
- 7. Hagen J.O., Liestøl O., Roland E., Jørgensen T. Glacier Atlas of Svalbard and Jan Mayen. Ed. A. Brekke. Oslo: Norsk polarinstitutt, 1993: 141 p.
- 8. *Hagen J.O., Kohler J., Melvold K., Winther J.G.* Glaciers in Svalbard: Mass balance, runoff and freshwater flux.

flux // Polar Research. 2003. V. 22. № 2. P. 145–159. doi: 10.1111/j.1751-8369.2003.tb00104.x.

- 9. Василенко Е.В., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И., Мачерет Ю.Я. Изменение гидротермической структуры ледников Восточный Грёнфьорд и Фритьоф на Шпицбергене // Лёд и Снег. 2014. Т. 54. № 1. С. 5–19. doi: 10.15356/2076-6734-2014-1-5-19.
- Михалев В.И., Зингер Е.М. Питание ледников // Оледенение Шпицбергена (Свальбарда) / Ред. В.М. Котляков. М.: Наука, 1978. С. 106–152.
 Троицкий Л.С., Гуськов А.С., Осокин Н.И., Хода-И. П. С. П. Котляков. М.: Наука, 1978.
- Троицкий Л.С., Гуськов А.С., Осокин Н.И., Ходаков В.Г. Исследования снежного покрова Шпицбергена весной 1979 г. // МГИ. 1980. Т. 39. С. 185–191.
- Троицкий Л.С. Баланс массы ледников Шпицбергена в 1985/86, 1986/87 и 1987/88 балансовых годах // МГИ. 1989. Т. 67. С. 194–197.
- 13. Чернов Р.А., Васильева Т.В., Кудиков А.В. Температурный режим поверхностного слоя ледника Восточный Грёнфьорд (Западный Шпицберген) // Лёд и Снег. 2015. Т. 55. № 3. С. 38–46. doi: 10.15356/2076-6734-2015-3-38-46.
- 14. Виивцева Т.В., Чернов Р.А. Пространственное распределение снежного покрова и поле температур в верхнем слое политермического ледника // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 3. С. 373–380.
- 15. Изучение метеорологического режима и климатических изменений в районе архипелага Шпицберген. Экспедиция «Шпицберген-2011» // Отчёт о НИР. Руководитель Л.М. Саватюгин. Спб.: ААНИИ, 2011. Фонды ААНИИ, инв. № Р-6005. 202 с.
- 16. Изучение метеорологического режима и климатических изменений в районе архипелага Шпицберген: Отчёт о НИР (итоговый за 2012 г.) / Научн. руководитель темы Л.М. Саватюгин. СПб.: ААНИИ, 2012. Фонды ААНИИ, инв. № Р-6059. 235 с.
- 17. Изучение метеорологического режима и климатических изменений в районе архипелага Шпицберген: Отчёт о НИР (итоговый за 2013 г.) / Научн. руководитель темы Л.М. Саватюгин. СПб.: ААНИИ, 2013. Фонды ААНИИ. инв. № Р-6137. 146 с.
- 2013. Фонды ААНИИ, инв. № Р-6137. 146 с. 18. *Eisen O., Nixdorf U., Keck L., Wagenbach D.* Alpine ice cores and ground penetrating radar: combined investigations for glaciological and climatic interpretations of a cold Alpine ice body // Tellus B. 2003. V. 55. № 5. P. 1007–1017.
- 19. Harper J.T., Bradford J.H. Snow stratigraphy over a uniform depositional surface: spatial variability and measurement tools // Cold Regions Science Technology. 2003. V. 37. № 3. P. 289–298. doi: 10.1016/S0165-232X(03)00071-5.
- 20. Machguth H., Eisen O., Paul F., Hoelzle M. Strong spatial variability of snow accumulation observed with helicopter-borne GPR on two adjacent Alpine glaciers // Geophys. Research Letters. 2006. V. 33. № 13. P. L13503. doi: 10.1029/2006GL026576.
- Brown J., Harper J., Pfeffer W.T., Humphrey N., Bradford J. High-resolution study of layering within the percolation and soaked facies of the Greenland ice sheet // Annals of Glaciology. 2011. V. 52 (59). P. 35–42.
- 22. Gusmeroli A., Wolken G., Arendt A. Helicopter-borne radar imaging of snow cover on and around glaciers in Alaska // Annals of Glaciology. 2014. № 55 (67). P. 78–88. doi: 10.3189/2014AoG67A029.
- McGrath D., Sass L., O'Neel S., Arendt A., Wolken G., Gusmeroli A., Kienholz C., McNeil C. End-of-winter snow depth variability on glaciers in Alaska // Journ. of

Polar Research. 2003, 22 (2): 145–159. doi: 10.1111/j.1751-8369.2003.tb00104.x.

- Vasilenko E.V., Glazovsky A.F., Lavrentiev I.I., Macheret Yu.Ya. Change in the hydrothermal structure of Austre Grønfjordbreen and Fridtjofbreen on Spitsbergen. Led i Sneg. Ice and Snow. 2014, 54 (1): 5–19. doi: 10.15356/2076-6734-2014-1-5-19. [In Russian].
- Mikhalev V.I., Zinger E.M. Nourishment of glaciers / Ed. V.M. Kotlyakov. Oledenenie Shpitsbergena (Svalbarda). The glaciation of Spitsbergen (Svalbard). Moscow: Nauka, 1978: 106–152. [In Russian].
- Troitsky L.S., Gus'kov A.S., Osokin N.I., Khodakov V.G. Investigations of the snow cover of Spitsbergen in the spring of 1979. *Materialy glyatsiologicheskikh issledo*vaniy. Data of glaciological Studies. 1980, 39: 185–191. [In Russian].
- Troitsky L.S. The mass balance of the glaciers of Spitsbergen in 1985/86, 1986/87 and 1987/88 balance years. Materialy glyatsiologicheskikh issledovaniy. Data of Glaciological Studies. 1989, 67: 194–197. [In Russian].
- Glaciological Studies. 1989, 67: 194–197. [In Russian].
 13. Chernov R.A., Vasilyeva T.V., Kudikov A.V. Temperature regime of the surface layer of Austre Grønfjordbreen (Western Spitsbergen). Led i Sneg. Ice and Snow. 2015, 55 (3): 38–46. doi: 10.15356/2076-6734-2015-3-38-46. [In Russian].
- 14. Vshivtseva T.V., Chernov R.A. Spatial distribution of the snow cover and the temperature field in the upper layer of the polythermal glacier. Led i Sneg. Ice and Snow. 2017, 57 (3): 373–380. [In Russian].
- 15. Study of the meteorological regime and climate change in the area of the Spitsbergen archipelago. Expedition «Spitsbergen–2011». Research report. Lead. L.M. Savatyugin. St. Petersburg: AARI, 2011. Funds of AARI, inv. № P-6005. 202 p. [In Russian].
- 16. Study of the meteorological regime and climate change in the area of the Svalbard archipelago: Report on the research (final 2012). Scientific. lead. topics L.M. Savatyugin. St. Petersburg: AARI, 2012. Funds of AARI, inv. № P-6059. 235 p. [In Russian].
- Study of the meteorological regime and climate change in the area of the Svalbard archipelago: Report on the research work (final for 2013). Scientific. lead. topics L.M. Savatyugin. St. Petersburg: AARI, 2013. Funds of AARI, inv. № P-6137. 146 p. [In Russian].
 Eisen O., Nixdorf U., Keck L., Wagenbach D. Alpine
- Eisen O., Nixdorf U., Keck L., Wagenbach D. Alpine ice cores and ground penetrating radar: combined investigations for glaciological and climatic interpretations of a cold Alpine ice body. Tellus B. 2003, 55 (5): 1007–1017.
- 19. *Harper J.T., Bradford J.H.* Snow stratigraphy over a uniform depositional surface: spatial variability and measurement tools. Cold Region Science Technology. 2003, 37 (3): 289–298. doi: 10.1016/S0165-232X(03)00071-5.
- Machguth H., Eisen O., Paul F., Hoelzle M. Strong spatial variability of snow accumulation observed with helicopter-borne GPR on two adjacent Alpine glaciers. Geophys. Research Letters. 2006, 33 (13): L13503. doi: 10.1029/2006GL026576.
- Brown J., Harper J., Pfeffer W.T., Humphrey N., Bradford J. High-resolution study of layering within the percolation and soaked facies of the Greenland ice sheet. Annals of Glaciology. 2011, 52 (59): 35–42.
- 22. *Gusmeroli A., Wolken G., Arendt A.* Helicopter-borne radar imaging of snow cover on and around glaciers in Alaska. Annals of Glaciology, 2014, 55 (67): 78–88. doi: 10.3189/2014AoG67A029.
- 23. McGrath D., Sass L., O'Neel S., Arendt A., Wolken G., Gusmeroli A., Kienholz C., McNeil C. End-of-winter

Geophys. Research. Earth Surface. 2015. V. 120. № 8. P. 1530–1550. doi: 10.1002/2015JF003539.

- 24. Godio A. Georadar measurements for the snow cover density // Journ. of Applied Polymer Science. 2009. V. 6. № 3. P. 414–423. doi: 10.3844/ajas.2009.414.423.
- 25. Godio A. Multi Population Genetic Algorithm to estimate snow properties from GPR data // Journ. of Applied Geophysics. 2016. V. 131. P. 133–144. doi: 10.1016/j.jappgeo.2016.05.015.
- 26. Lewis G., Osterberg E., Hawley R., Whitmore B., Mar-shall H.P., Box J. Regional Greenland accumulation variability from Operation IceBridge airborne accumulation radar // The Cryosphere. 2017. V. 11. № 2. P. 773–788. doi: 10.5194/tc-11-773-2017. 27. *Griessinger N., Mohr F., Jonas T.* On measuring snow
- ablation rates in alpine terrain with a mobile GPR device // The Cryosphere Discussion. 2017. P. 1–19. https://doi.org/10.5194/tc-2016-295. 28. Forte E., Dossi M., Colucci R.R., Pipan M. A new fast
- methodology to estimate the density of frozen mate-rials by means of common offset GPR data // Journ. of Applied Geophysics. 2013. V. 99. P. 135-145. doi: 10.1016/j.jappgeo.2013.08.013
- 29. Кульницкий Л.М., Гофман П.А., Токарев М.Ю. Математическая обработка данных георадиолокации в системе RADEXPRO // Разведка и охрана недр.
- 2001. № 3. С. 6–11. 30. Котляков В.М., Мачерет Ю.Я., Сосновский А.В, Глазовский А.Ф. Скорость распространения радиоволн в сухом и влажном снежном покрове // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 1. С. 45–56. doi: 10.15356/2076-6734-2017-1-45-56.
- 31. Frolov A.D., Macheret Yu.Ya. On dielectric properties of dry and wet snow // Hydrol. Processes. 1999. V. 13. № 12–13. P. 1755–1760. doi: 10.1002/(SICI)1099-1085(199909)13:12/13<1755::AID-HYP854>3.0.CO, 2-T. 32. *Matzler C., Wegmuller U.* Dielectric properties of fresh-
- water ice at microwave frequencies // Journ. of Physics. D. Applied Physics. 1987. V. 20. № 12. P. 1623–1630. doi: 10.1088/0022-3727/20/12/013.
 33. Macheret Yu. Ya., Moskalevsky M. Yu., Vasilenko E.V.
- Velocity of radio waves in glaciers as an indicator of their hydrotherlnal state, structure and regime // Journ. of Glaciology. 1993. V. 39. № 132. P. 373–384. doi: 10.1017/S0022143000016038.
- 34. Macheret Yu.Ya., Glazovsky A.F. Estimation of abso-14. Macherer Ta., Bit, Bitzbicky A.F. Estimation of absolute water content in Spitsbergen glaciers from radar sounding data // Polar Research. 2000. V. 19. № 2. P. 205–216. doi: 10.1111/j.1751-8369.2000.tb00344.x.
 35. Looyenga H. Dielectric constants of heterogeneous mixtures // Physica. 1965. V. 31. № 3. P. 401–406. doi: 10.1111/01016/0011001406000155.
- 10.1016/0031-8914(65)90045-5.
- 36. Kovacs A., Gow A.J., Morey R.M. A reassessment of the in-situ dielectric constant of polar firn. Hanover, N.H., 1993. 22 p.
- 37. Tiuri M., Sihvola A., Nyfors E., Hallikaiken M. The complex dielectric constant of snow at microwave frequencies // IEEE Journ. of Oceanic Engineering. 1984. V. 9. № 5. P. 377–382. doi: 10.1109/JOE.1984.1145645.
- 38. Winther J.-G., Bruland O., Sand K., Killingtveit Å., Marechal D. Snow accumulation distribution on Spitsbergen, Svalbard, in 1997 // Polar Research. 1998. V. 17. № 2. P. 155–164. doi: 10.1111/j.1751-8369.1998. tb00269.x.
- 39. Grabiec M., Leszkiewicz J., Głowacki P., Jania J. Distribution of snow accumulation on some glaciers of Spitsbergen // Polish Polar Research. 2006. V. 27. № 4. P. 309-326.

snow depth variability on glaciers in Alaska. Journ. of Geophys. Research. Earth Surface. 2015, 120 (8): 1530–1550. doi: 10.1002/2015JF003539

- 24. Godio A. Georadar measurements for the snow cover density. Amer. Journ. of Applied Polymer Science. 2009, 6 (3): 414–423. doi: 10.3844/ajas.2009.414.423.
- 25. Godio A. Multi Population Genetic Algorithm to estimate snow properties from GPR data. Journ. of Applied Geophysics. 2016, 131: 133-144. doi: 10.1016/j. jappgeo.2016.05.015.
- 26. Lewis G., Osterberg E., Hawley R., Whitmore B., Mar-shall H.P., Box J. Regional Greenland accumulation variability from Operation IceBridge airborne accumulation radar. The Cryosphere. 2017, 11 (2): 773–788. doi: 10.5194/tc-11-773-2017.
- 27. Griessinger N., Mohr F., Jonas T. On measuring snow ablation rates in alpine terrain with a mobile GPR device. The Cryosphere Discussion. 2017: 1–19. https:// doi.org/10.5194/tc-2016-295
- 28. Forte E., Dossi M., Colucci R.R., Pipan M. A new fast methodology to estimate the density of frozen materials by means of common offset GPR data. Journ. of. Applied Geophysics. 2013, 99: 135–145. doi: 10.1016/j. jappgeo.2013.08.013.
- 29. Kulnitsky L.M. Gofman P.A., Tokarev M.Yu. Mathematical processing of georadar data in the RADEXPRO system. *Razvedka i okhrana nedr*. Exploration and protection of mineral resources. 2001, 3: 6–11. [In Russian].
- 30. Kotlyakov V.M., Macheret Yu.Ya., Sosnovsky A.V., Glazovsky A.F. Speed of propagation of radio waves in a dry and wet snow cover. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2017, 57 (1): 45–56. doi: 10.15356/2076-6734-2017-1-45-56. [In Russian].
- 31. Frolov A.D., Macheret Yu.Ya. On dielectric properties of dry and wet snow. Hydrol. Processes. 1999, 13 (12–13): 1755–1760. doi: 10.1002/(SICI)1099-1085(199909)13:12/13<1755::AID-HYP854>3.0.CO, 2-T.
- 32. Matzler C., Wegmuller U. Dielectric properties of freshwater ice at microwave frequencies. Journ. of Physics. D. Applied Physics. 1987, 20 (12): 1623–1630. doi: 10.1088/0022-3727/20/12/013.
- 33. Macheret Yu. Ya., Moskalevsky M. Yu., Vasilenko E.V. Velocity of radio waves in glaciers as an indicator of their hydrothermal state, structure and regime. Journ. of Glaciology. 1993, 39 (132): 373–384. doi: 10.1017/ S0022143000016038.
- 34. Macheret Yu. Ya., Glazovsky A.F. Estimation of absolute water content in Spitsbergen glaciers from radar sounding data. Polar Research. 2000, 19 (2): 205-216. doi: 10.1111/j.1751-8369.2000.tb00344.x.
- 35. Looyenga H. Dielectric constants of heterogeneous mixtures. Physica. 1965, 31 (3): 401-406. doi: 10.1016/0031-8914(65)90045-5
- 36. Kovacs A., Gow A.J., Morey R.M. A reassessment of the in-situ dielectric constant of polar firn. Hanover, N.H., 1993: 22 p.
- 37. Tiuri M., Sihvola A., Nyfors E., Hallikaiken M. The complex dielectric constant of snow at microwave frequencies. IEEE Journ. of Oceanic Engineering. 1984, 9 (5): 377–382. doi: 10.1109/JOE.1984.1145645.
- 38. Winther J.-G., Bruland O., Sand K., Killingtveit Å., Marechal D. Snow accumulation distribution on Spitsbergen, Svalbard, in 1997. Polar Research. 1998, 17 (2): 155–164. doi: 10.1111/j.1751-8369.1998.tb00269.x.
- 39. Grabiec M., Leszkiewicz J., Głowacki P., Jania J. Distribution of snow accumulation on some glaciers of Spitsbergen. Polish Polar Reserch. 2006, 27 (4): 309–326.

doi: 10.15356/2076-6734-2018-1-21-40

Гидрологический режим ледников в бассейнах рек Северного Кавказа и Алтая

© 2018 г. В.Г. Коновалов, В.А. Рудаков

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

Hydrological regime of glaciers in the river basins of the Northern Caucasus and Altai

V.G. Konovalov, V.A. Rudakov

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

Received August 2, 2017

Accepted November 28, 2017

Keywords: Altai, evaporation, glacier changes, glacier runoff, modeling, Northern Caucasus, precipitation, water balance.

Summary

Rivers with snow-glacier alimentation in six basins of the Northern Caucasus (Cherek, Chegem, Baksan, Malka, Teberda, and upper course of the Terek River) and Altai (the Katun' River) were investigated in 1946-2005 for the purpose to analyze long-term streamflow variations. It was noted that in 1976-2005 volume of annual runoff increased relative to the previous 30-year interval in four of six rivers of the Northern Caucasus. During the vegetation period the volume of runoff changed synchronously with the annual one. As for the river Katun, its volumes and variability of both, the annual runoff and that for the vegetation season, decreased. In the course of investigation of spatial-temporal dynamics of hydrological and glaciological characteristics in the above river basins of the Northern Caucasus and the same of Katun' River the following problems were considered and solved: a) the information and methodological basis for regional calculations of the runoff for the rivers with snow-glacier alimentation had been improved and corrected; b) changes of the components of hydrological cycle (precipitation, evaporation, and glacier runoff) over the glaciation area had been estimated for the period of 1946–2005; c) data on quality of the initial glaciological and hydrological information were integrated; d) definitions of the runoff were verified by means of comparison of measured runoff with similar values calculated by equation of the annual water budget as a whole for the basin. It should be noted that the total areas of glaciers and areas of their ablation were significantly reduced, but areas and thicknesses of ice under the moraine cover increased. Despite widespread, sometimes twofold decrease in the relative part of glacier alimentation in the total river streamflow for period of April-September this did make almost no effect on the water supply of the vegetation period in individual basins as well as in the whole the Northern Caucasus.

Citation: Konovalov V.G., Rudakov V.A. Hydrological regime of glaciers in the river basins of the Northern Caucasus and Altai. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2018. 58 (1): 21–40. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2018-1-21-40

Поступила 2 августа 2017 г.

Принята к печати 28 ноября 2017 г.

Ключевые слова: Алтай, водный баланс, изменение оледенения, испарение, ледниковый сток, моделирование, осадки, Северный Кавказ.

Анализ изменения составляющих водного баланса в шести речных бассейнах Северного Кавказа и в бассейне р. Катунь на Алтае выполнен для двух временных интервалов: 1946–1975 и 1976–2005 гг. Метод определения составляющих водного баланса включает в себя модель сезонного стока от таяния снега и льда в областях аккумуляции и абляции ледников, а также комплекс расчётных формул для определения осадков, температуры и влажности воздуха, интенсивности таяния льда под мореной и открытого льда, испарения в интервалах высоты для основных типов поверхности на ледниках. Относительная разность между измеренным и рассчитанным стоком для бассейнов на Северном Кавказе составила в 1946–1975 гг. 2,6%, а в 1976–2005 гг. 8,9%.

Введение и постановка задачи

Современное континентальное оледенение России сосредоточено в основном в пределах Кавказа, Сибири и Камчатки. Наиболее крупные по площади и объёму области оледенения находятся в бассейнах рек Терек, Кубань (Северный Кавказ) и в верховьях бассейна р. Обь (Горный Алтай), — они и были выбраны в качестве объектов нашего исследования. Источниками формирования стока в этих речных бассейнах служат подверженные климатическим колебаниям твёрдые и жидкие осадки, а также таяние многолетнего льда горных ледников, которое, кроме того, зависит от особенностей их саморазвития и изменяющихся во времени высотно-площадных параметров оледенения.

Для описания многолетних колебаний стока рек снегово-ледникового типа питания в течение 1946-2005 гг. на территории Северного Кавказа и Сибири выбраны следующие бассейны: верховье р. Терек (гп – гидропост Владикавказ), р. Черек (гп Советский), р. Чегем (гп Нижний Чегем), р. Баксан (гп Заюково), р. Малка (гп Каменномостский), р. Теберда (гп Теберда), р. Катунь (гп Сростки). Выбор временного интервала обусловлен наличием и доступностью ежемесячных и синхронных гидрологических и климатических данных. В отличие от них региональные сведения о высотно-площадных характеристиках оледенения, опубликованные в [1-3], не синхронны с многолетней гидролого-климатической информацией. В Каталоге ледников СССР [1, 2] диапазон однократных определений морфометрических параметров ледников охватывает 1943-1968 гг., а в Каталоге RGI v.5 [3] - 1965-2004 гг. (Северный Кавказ) и 2006–2013 гг. (бассейн р. Катунь, Алтай).

Учитывая разновременность данных в каждом из цитированных источников региональной гляциологической информации, а также определённую инерцию сохранения морфометрических параметров, по крайней мере, в пределах современной точности высотно-площадных оценок (об этом будет сказано далее), в нашем исследовании принято, что гляциологические характеристики из Каталога ледников СССР [1, 2] обобщённо относятся к середине 1946-1975 гг., а из Каталога RGI v.5 [3] - к середине 1976-2005 гг. Выбор принятых интервалов обусловлен как правилами статистически обоснованного сравнения временных рядов, так и состоянием синхронности сведений о динамике высотно-площадных параметров совокупностей ледников, гидрологических и климатических характеристик. Этот важный этап работы рассмотрим более подробно.

I. Необходимым и очевидным условием оценки ледникового стока в масштабе речных бассейнов служит охват всех ледников. Этому требованию соответствуют только справочники – Каталог ледников СССР [1, 2] и Каталог RGI v.5 [3]. В 12 выпусках Каталога [1] временная привязка однократных определений высотно-площадных параметров 914 ледников Северного Кавказа (N_{gl} – число ледников, F_{gl} – площадь ледников) распределена следующим образом: год неизвестен (N_{gl} = 523, F_{gl} = 340 км²); 1955 г. (N_{gl} = 15, F_{gl} = 15,0 км²); 1957 г. (N_{gl} = 375, F_{gl} = 558,3 км²); 1959 г. ($N_{gl} = 1$, $F_{gl} = 0,3 \text{ км}^2$). Для той же территории в Каталоге RGI v.5 [3] аналогичные показатели выглядят следующим образом: 1957 г. ($N_{gl} = 2, F_{gl} = 1,2 \text{ км}^2$); 1960 г. ($N_{gl} = 6, F_{gl} = 1,9 \text{ км}^2$); 1962 г. ($N_{gl} = 301, F_{gl} = 144,0 \text{ км}^2$); 1999 г. ($N_{gl} = 36, F_{gl} = 57,5 \text{ км}^2$); 2000 г. ($N_{gl} = 271, F_{gl} = 265,1 \text{ км}^2$); 2001 г. ($N_{gl} = 150, F_{gl} = 171,8 \text{ км}^2$); 2004 г. ($N_{gl} = 209, F_{gl} = 229,5 \text{ км}^2$). По таким данным, расчёт ежегодного ледникового стока W_{gl} в речных бассейнах невозможен из-за несовместимости временных интервалов по отдельным ледникам. В этом случае приходится применять осреднение гляциологических параметров и метеорологических характеристик за интервалы, длина которых, по правилам климатологии, должна быть от 15 до 30 лет.

II. Для определения временных пределов будущего осреднения использованы данные из Каталога RGI v.5 [3]. При этом возможны два варианта.

1. Задать 1995 г. в качестве середины, например, 16-летнего промежутка, который определён как средневзвешенный по площади ледников в интервале 1957—2004 гг. Тогда для расчёта среднего ледникового стока W_{gl} придётся брать из Каталога RGI v.5 данные, относящиеся к интервалу 1987—2003 гг. В этом случае будет проигнорирована информация 1965 и 2004 гг.

2. Использовать в качестве середины интервала 2000 г., когда во временном распределении информации была наибольшая плотность значений N_{gl} и F_{gl} . При этом выбирать данные придётся из интервала 1992—2008 гг., игнорируя 1965 г.

Экстраполяция результатов в случаях 1 и 2 на данные Каталога [1] даёт интервалы осреднения соответственно 1939—1955 и 1944—1960 гг., из которых второй вариант предпочтительнее. Для выполнения условия охвата данных по всем ледникам из Каталогов [1—3] при расчёте W_{gl} был принят оптимальный вариант осреднения гляциологической и метеорологической информации по 30-летним интервалам: 1946—1975 и 1976— 2005 гг. Для интервала 1946—2005 гг. и более поздних лет имеются нерегулярные оценки состояния оледенения на Кавказе и Алтае [4, 5]. Однако в этих работах приведены сведения только о площадях ледников, что недостаточно для моделирования и расчёта ледникового стока.

Сводные гидрографические данные и характеристики оледенения для перечисленных здесь бассейнов рек Северного Кавказа и Алтая приведены в табл. 1 и 2. Сведения по стоку получены из

		Речные бассейны (гидропосты) и площади речных бассейнов до гидропоста, км ²										
Параметры	Баксан	Малка	Теберда	Терек, верховье	Чегем	Черек		Катунь				
	(Заюково)	(Каменномост-	(Теберда)	(Владикавказ)	(Нижний	(Советский)	Σ / <i>Mean</i>	(Сростки)				
	2100	ский) 1540	504	1490	Чегем) 739	1350		58 400				
$W_{-}(1)$	1,06**	0,43	0,81	1,05	0,43	1,21	4,98	19,60				
$W_{bas}(1)$	1,10	0,48	0,80	1,02	0,49	1,72	5,31	18,76				
$dW_{bas}(1)$	4,3	10,9	-0,9	-3,4	14,7	5,3	6,4	-4,3				
W(2)	0.86	0,31	0,70	0,82	0,36	0,99	4,03	16,75				
$w_{bas}(2)$	0,86	0,35	0,67	0,81	0,41	1,12	4,22	15,93				
$dW_{bas}(2)$	0,5	12,8	-4,2	-1,0	16,1	13,0	4,8	-4,9				
$Cv W_{bas}(1)$	0,08	0,12	0,11	0,16	0,08	0,09	0,11	0,20				
	0,13	0,21	0,12	0,17	0,24	0,22	0,18	0,11				
$Cv W_{bas}(2)$	0,08	0,16	0,23	0,18	0,08	0,10	0,14	0,19				
	0,13	0,24	0,12	0,18	0,27	0,22	0,19	0,11				

Таблица 1. Гидрографические характеристики речных бассейнов в 1946-2005 гг.*

 $W_{bas}(1)$ – годовой объём стока, км³; $dW_{bas}(1)$ – изменение $W_{bas}(1)$ в 1976–2005 гг. относительно предыдущего интервала времени, %; $W_{bas}(2)$ – объём стока за вегетационный период (апрель–сентябрь), км³; $dW_{bas}(2)$ – изменение $W_{bas}(2)$ в 1946–2005 гг., %; Cv – коэффициент вариации; Σ – сумма чисел; *Mean* – среднее, выделено жирным шрифтом. **В числителе – интервал 1946–1975 гг., в знаменателе – 1976–2005 гг.

Таблица 2. Изменение характеристик оледенения речных бассейнов по данным Каталогов [1-3]*.

Параметры		S/Magn	Р Котчин					
	Баксан Мал		Теберда	Терек, верховье	Чегем	Черек	Z/Mean	1. Катупь
N _{gl}	$\frac{101^{**}}{101}$	8	<u>67</u> 62	<u>86</u> 60	$\frac{35}{43}$	$\frac{160}{97}$	<u>457</u> 371	<u>771</u> 964
F _{gl}	$\frac{154,2}{140,2}$	$\frac{57,3}{52,3}$	$\frac{57,6}{48,2}$	$\frac{66,6}{46,0}$	$\frac{59,3}{49,5}$	$\frac{198,1}{152,2}$	$\frac{593,1}{488,3}$	$\frac{737,8}{524,8}$
$F_{gl}/F_{bas},$ %	7,3 6,7	$\frac{3,7}{3,4}$	$\frac{11,4}{9,6}$	4,5 3,1	8,0 6,7	$\frac{14,7}{11,3}$	<u>-8,3</u> 6,8	$\frac{1,3}{1,0}$
$dF_{gl}, \%$	-9,1	-8,7	-16,4	-30,9	-16,5	-23,2	-18,1	-29,0

 $*N_{gl}$ – число ледников; F_{gl} – площадь ледников в бассейне, км²; dF_{gl} – изменение площади оледенения в 1946–2005 гг., %; Σ – сумма чисел; *Mean* – среднее, выделено жирным шрифтом. **В числителе – информация из источника [1] для всех бассейнов, кроме Катуни, для которого источник [2], в знаменателе – из источника [3]. Для источников [1], [2] интервал 1946–1975 гг., для [3] – 1976–2005 гг.

гидрологических справочников и ежегодников. Пропуски в рядах по стоку восстановлены с помощью линейных связей с гидропостами-аналогами за совместный период наблюдений. Площадь оледенения в отдельных речных бассейнах для интервала 1946—1975 гг. взята из Каталогов [1, 2], а для 1976—2005 гг. получена после привязки данных Каталога [3] к границам водосборных площадей выше замыкающих гидропостов. Общая площадей выше замыкающих гидропостов. Общая площадь ледников в бассейне Терека, по данным [1], составляла 699,4 км², а в шести бассейнах, выбранных для исследования, — 593 км², т.е. 84,8%, что обеспечивает региональный масштаб постановки проблемы и результатов её решения.

В результате анализа материалов табл. 1 и 2 установлены следующие особенности многолет-

ней динамики водных ресурсов в двух регионах. 1. На Северном Кавказе в четырёх случаях из шести отмечается увеличение объёма годового стока W_{bas}(1) в 1976-2005 гг. относительно предыдущего 30-летнего интервала. Объём стока за вегетационный период W_{has}(2) изменялся синхронно с годовым. В бассейне р. Катунь отмечается уменьшение объёмов годового и вегетационного стока и их изменчивости. 2. В бассейнах рек на Северном Кавказе, в отличие от Катуни, преобладало увеличение коэффициента вариации в 1976-2005 гг. 3. Во всех рассматриваемых бассейнах с различной скоростью произошло сокращение площади оледенения. 4. Выявленный характер динамики стока невозможно объяснить какой-либо единственной причиной, на-



Рис. 1. Сток в бассейнах рек Северного Кавказа и характеристики климата. *a* – средний за год (*1*–*6* бассейны рек): *1* – Теберда, *2* – Терек (верховье), *3* – Малка, *4* – Баксан, *5* – Чегем, *6* – Черек; *7* – суммарный сток шести рек;

 δ – средний за апрель-сентябрь (1-6 бассейны рек): 1 – Теберда, 2 – Терек (верховье), 3 – Малка, 4 – Баксан, 5 – Чегем, 6 – Черек; 7 – суммарный сток шести рек;

в – суммарный сток шести рек (список рек в подписи к рис. 1, а): 1 – сток за апрель–сентябрь; 2 – сток за год; средняя летняя температура воздуха на метеостанциях: 3 – Сулак высокогорная (2927 м), 4 – Терскол (2214 м), 5 – Теберда (1313 м), 6 – Кисловодск (890 м), 7 – Владикаказ (668 м);

е – суммарный сток шести рек (список рек в подписи к рис. 1, а): 1 – сток за год;
2 – сток за апрель-сентябрь; сумма осадков за год на метеостанциях: 3 – Кисловодск, 4 – Теберда, 5 – Терскол; сумма осадков за октябрь-март на метеостанциях: 6 – Кисловодск, 7 – Владикавказ, 8 – Теберда, 9 – Терскол

Fig. 1. Runoff in the river basins of Northern Causacus and climate characteristics.

a – annual runoff (1-6 – river): 1 – Teberda, 2 – Terek (upstream), 3 – Malka, 4 – Baksan, 5 – Chegem, 6 – Cherek ; 7 – total runoff of the six rivers;

 δ - runoff for April–September (1–6 - river): 1 - Teberda, 2 - Terek (upstream), 3 - Malka, 4 - Baksan, 5 - Chegem, 6 - Cherek; 7 - total runoff of the six rivers;

e – total runoff of six rivers in the Northern Caucasus (list of rivers see in the caption to the fig. 1 *a*): *1* – runoff for April–September; *2* – runoff for year; mean summer air temperature on meteostations: *3* – Sulak vysokogornaya (2927 m), *4* – Terskol (2214 m), *5* – Teberda (1313 m), *6* – Kislovodsk (890 m), *7* – Vladikavkaz (668 m);

e – total runoff of six rivers in the Northern Caucasus (list of rivers see in the caption to the fig. 1 *a*): *1* – runoff for year; *2* – runoff for April–September; sum of precipitation for year on meteostations: *3* – Kislivodsk; *4* – Teberda; *5* – Terskol; sum of precipitation for October–March: *6* – Kislovodsk; *7* – Vladivkaz; *8* – Teberda; *9* – Terskol



пример, сокращением площади оледенения. Для этого необходим совместный анализ многолетних изменений климатических факторов стока (годовых и сезонных величин осадков, температур воздуха и испарения).

Пространственно-временно́е изменение годового и вегетационного (апрель–сентябрь) стока рек и его климатических факторов на Северном Кавказе в 1946–2005 гг. иллюстрирует рис. 1. Как видно, с 1976–1985 гг. на высоте более 2000 м над ур. моря (все высоты в статье даны в м над ур. моря) на метеостанциях отмечается устойчивый, синхронный рост средней летней температуры воздуха T_s (VI–VIII) и осадков за октябрь–март P_s (X–III) и год P_y (I–XII), что обусловило увеличение W_{bas} (1) и W_{bas} (2) в дальнейшем, несмотря на сокращение площаРис. 2. Сток р. Катунь (гидропост Сростки) и характеристики климата. a -сток за год (6) и апрель-сентябрь (5) и средняя летняя температура воздуха на метеостанциях (1-4): 1 – Усть-Кокса (977 м), 2 – Кошагач (1759 м), 3 – Актру (2130 м), 4 – Каратюрек (2601 м); δ – сток за год (1) и апрель-сентябрь (2);

 b – сток за тод (7) и апрель–сентяюрь (2),
 годовые (на метеостанциях: 3 – Усть-Кокса, 4 – Каратюрек) и сезонные осадки
 за апрель–сентябрь (на метеостанциях: 5 – Усть-Кокса, 6 – Каратюрек)

Fig. 2. Runoff of the Katun River (hydrological site Srostki) and climate characteristics.

a – runoff for year (6) and April–September (5); mean summer air temperature on (1– 4): 1 – Ust-Koksa (altitude 977 m), 2 – Koshagach (1759 m), 3 – Aktru (2130 m), 4 – Karatyurek (2601 m);

 δ – runoff for year (1) and April–September (2); yearly precipitation (on meteostations: 3 – Ust-Koksa, 4 – Karatyurek) and seasonal precipitation for April–September (on meteostations: 5 – Ust –Koksa, 6 – Karatyurek

ди оледенения в шести бассейнах на 104,7 км². В отличие от рек Северного Кавказа, в бассейне р. Катунь (рис. 2) также с 1976–1985 гг. происходило сокращение объёмов $W_{bas}(1)$ и $W_{bas}(2)$ на фоне стабильного увеличения $T_s(VI-VIII)$ на высотах от 1000 до 2600 м и сокращения площади ледников на 213,0 км² (см. табл. 2). При этом коэффициент корреляции $W_{bas}(1)$ и $W_{bas}(2)$ с $T_s(VI-VIII)$ на метеостанциях Усть-Кокса (977 м), Кошагач (1759 м), Актру (2150 м), Каратюрек (2601 м) составил от -0,59 до -0,74. Пригодные для анализа суммы осадков за год $P_y(I-XII)$ и апрель–сентябрь $P_s(IV-IX)$ оказались доступны по объективным причинам [6] с 1966 г. Тенденции многолетнего изменения стока $W_{bas}(1), W_{bas}(2)$ и его климатических факторов – $P_y(I-XII), P_s(IV-IX), T_s(VI-VIII) – в$ бассейнах рек Северного Кавказа (см. рис. 1) и р. Катунь (см. рис. 2), а также предварительный корреляционный анализ этих переменных указывают на возможность получения регрессионных уравнений для описания динамики годового и/или вегетационного стока.

Представленная во введении картина современной пространственно-временной динамики гидрологических и гляциологических характеристик в бассейнах рек Северного Кавказа и р. Катунь служит основанием для разработки и решения следующих задач: а) уточнения и совершенствования информационно-методической основы региональных расчётов стока рек снегово-ледникового типа питания; б) оценки изменения в 1946-2005 гг. составляющих гидрологического цикла (осадки, испарение, ледниковый сток) на площади оледенения в рассматриваемых речных бассейнах; в) обобщения сведений по качеству исходной гляциологической и гидрологической информации; г) верификации составляющих уравнения (1) путём сравнения измеренного речного стока и рассчитанного по уравнению годового водного баланса (1) в целом для бассейна. Различные методы получения перечисленных переменных позволят найти для них оптимальный вариант. В масштабе крупных водосборов, включающих в себя десятки и сотни ледников, решение поставленных задач несомненно имеет научно-прикладной интерес.

Методика

Для рек снегово-ледникового питания связь между составляющими годового гидрологического цикла (сток, осадки, испарение) выражает следующее уравнение водного баланса речного бассейна:

$$R = K_R(P - E + W_{gl}) + \Delta W, \, \mathrm{KM}^3 \tag{1}$$

где R — речной сток на гидростворе; K_R — коэффициент трансформации в сток объёма воды, поступившей на поверхность бассейна; P — осадки; E — испарение с деятельной поверхности водосбора; W_{gl} — сток от таяния многолетних запасов льда и фирна возрастом более одного года; ΔW динамические запасы воды в бассейне.

Применение коэффициента K_R обусловлено тем, что алгебраическая сумма $P - E + W_{gl}$ представляет собой «климатический сток», отлича-

ющийся от измеренного на гидростворе на величину выклинивания подземных вод и баланса антропогенного водозабора и сброса стока. В уравнении (1) многолетний ряд объёмов стока R – характеристика, непосредственно измеряемая на гидрологических створах, замыкающих площадь бассейна F_{bas} , на которой формируется сток. Площадь F_{has} используется также при определении объёмов осадков и испарения. Часть площади оледенения в бассейне, на которой происходит таяние многолетнего льда и фирна, меняется каждый год в зависимости от абсолютной высоты нулевого баланса процессов аккумуляции и абляции. Для расчётов по уравнению (1) среднего многолетнего объёма стока за 1946-1975 и 1976-2005 гг. в соответствии с материалами наблюдений принято, что W_{gl} на площади от конца ледника до средней высоты границы фирнового питания формируется на Северном Кавказе в течение мая-сентября [7-9], а в бассейне р. Катунь – в июне–августе [10, 11].

Проблема определения и пространственновременного анализа составляющих уравнения (1) содержит информационные, методические и прикладные аспекты, которые рассмотрены далее. Для определения составляющих P, E, W_{al} и ΔW будем применять разные методы расчёта. Так, на основании слабой многолетней изменчивости меженного стока его объём в течение января—марта приравнен к величине ΔW в уравнении (1). Входной информацией для расчёта W_{al} служат в основном данные стандартных измерений температуры воздуха, упругости водяного пара в воздухе и осадков на сети метеорологических станций, содержащиеся в справочниках и ежемесячниках Росгидромета [6], а также материалы по морфометрии ледников в Каталогах [1-3]. Все дополнительные параметры, необходимые для расчётов W_{gl} , P, T, E, определяются заранее и составляют часть входной информации.

Модель ледникового стока W_{gl} . Методической основой для определения W_{gl} служит упрощённый для средних многолетних условий вариант физико-статистической модели РЕГМОД процессов аккумуляции и абляции снега и льда в гляциальных областях, подробно рассмотренный в работах [12–15]. Упрощение состоит в использовании для расчёта W_{gl} осреднённых за общий интервал времени многолетних значений климатических факторов речного стока и высот-

но-площадных характеристик ледников. Далее приведены основные расчётные выражения, использованные в модели, и даны оценки их качества. Учитывая линейный характер связи между слоем таяния и высотой над уровнем моря [12], запишем в общем виде уравнения для определения годовых/сезонных объёмов ледникового стока, который образуется в областях абляции V_{ab} и аккумуляции V_{ac} в интервалах высот $Z_e - Z_{uml}$, $Z_{uml} - Z_{fg}$ и $Z_{fg} - Z_b$, где Z_e и Z_b – соответственно высоты конца и начала ледника, Z_{uml} – верхний уровень распространения сплошного моренного покрова, Z_{fe} – высота фирновой границы:

$$V_{ab} = [M_2(\widetilde{Z}_{mor})F_{mor} + M_1(\widetilde{Z}_{ice})F_{ice}]K_R(ab);$$
(2)

$$V_{ac} = M(\tilde{Z}_{ac})F_{ac}K_R(ac), \qquad (3)$$

где $M_2(\tilde{Z}_{mor}), M_1(\tilde{Z}_{ice})$ и $M(\tilde{Z}_{ac})$ – соответственно слои таяния на средневзвешенных высотах для площади сплошной морены F_{mor} , открытого льда F_{ice} и области аккумуляции F_{ac} ; $K_R(ab)$ и $K_R(ac)$ – коэффициенты стока из областей абляции и аккумуляции; $F_{ab} = F_{mor} + F_{ice}$ и F_{ac} – соответственно площади областей абляции и аккумуляции.

Оценка пространственно-временного изменения W_g в районе исследования выполнена с учётом колебаний размеров F_{mor} и F_{ice} в течение 1946—2005 гг. Для расчёта $M_2(\tilde{Z}_{mor})$ и $M_1(\tilde{Z}_{ice})$ в большинстве случаев используется параметризация уравнения теплового баланса таяния поверхности ледника в виде однофакторной M = M(T) или двухфакторной $M = M(B_s, T)$ эмпирических зависимостей, где B_s и T - соответственно средние значения поглощённой коротковолновой солнечной радиации и температуры воздуха за характерные интервалы времени (сутки, декада, месяц, сезон). Наиболее приемлемыми для моделирования ледникового стока считаются [12, 16] формулы M = M(T)и $M = M(B_{c}, T)$ с параметрами, изменяющимися в пространстве и времени. При этом интенсивность таяния М определяется отдельно для снежной и ледовой поверхностей. Эмпирические формулы M = M(T) и $M = M(B_s, T)$ на основе репрезентативных выборок измерений М, В, и Т получены [12] для территории Центральной Азии и успешно использованы [12-15] при моделировании ледникового стока в бассейнах рек Тянь-Шаня, Памира и на северном склоне Заилийского Алатау.

На Северном Кавказе отсутствует необходимое число измерений для оценки распределённых параметров в формулах M = M(T) и $M = M(B_s, T)$, поэтому по данным наблюдений на леднике Марух [8] было получено следующее уравнение:

$$M = a/(b+T), \tag{4}$$

где a и b – эмпирические параметры; для льда $a_i = -153,2$ и $b_i = -12,7$; для снега $a_s = -150,2$ и $b_s = -12,1$.

Верхний предел Т для расчёта интенсивности таяния льда составляет 12,7 °С, а для снега равен 12,1 °C. Нижний предел и в том, и другом случаях — любая отрицательная температура воздуха, возможная на Земле. Таким образом, формула (4) пригодна для любого диапазона температуры воздуха на ледниках Северного Кавказа, чем она выгодно отличается от других [16] подобных выражений. Аналогичная по структуре (4) формула M = M(T) с параметрами a = -145,0 и b = -11,0 получена по данным [17] для расчёта интенсивности таяния льда в бассейне р. Катунь. При моделировании и расчётах ледникового стока в этом бассейне испытана также разработанная ранее [12] формула с распределённым параметром В:

$$M(Z, T) = [\alpha T(Z, \phi, \lambda) + \beta(Z, \phi, \lambda)] 10,$$
 (5)
мм слоя воды/сутки,

где $\alpha \sim \text{const} = 0,57$; *Z* – высота, км; ϕ , λ – географические координаты (широта, долгота);

$$\beta(Z, \varphi, \lambda) = 0.26Z - 0.33\varphi + 0.09\lambda + 6.72.$$
(6)

По материалам измерений температуры воздуха на 17 метеостанциях, расположенных на Северном Кавказе (СК) в диапазонах высоты 134–3680 м, 40,2–47,75 в.д. и 41,47–44,98 с.ш., получены формулы для определения средней температуры T за год (I–XII) и май–сентябрь (V–IX) как функции высоты местности Z (м):

$$T_{\rm I-XII}(\rm CK) = 12,16 - \gamma_1 Z;$$
 (7)

$$T_{\rm V-IX}({\rm CK}) = T_{Z_0} - \gamma_2 (Z - Z_0),$$
 (8)

где γ_1 — вертикальный градиент температуры воздуха для I—XII, равен 0,0043 °С/м; γ_2 = вертикальный градиент температуры воздуха для V—IX, равен 0,0052 °С/м; T_{Z_0} – температура воздуха в мае сентябре на базовой метеостанции с высотой Z_0 .

Коэффициент детерминации выражений (7) и (8) равен соответственно 0.94 и 0.97. Различие между (7) и (8) состоит в том, что формула (8) позволяет учесть многолетние изменения температуры воздуха на базовой метеостанции. В частности, по результатам корреляционного анализа поля температуры воздуха таким пунктом для моделирования стока рек Северного Кавказа принята м/с Сулак высокогорная ($Z_0 = 2927$ м), а для бассейна р. Катунь (К) – м/с Каратюрек $(Z_0 = 2601 \text{ м})$. Согласно [10, 11], характерная средняя продолжительность летнего периода абляции на ледниках в верховьях р. Катунь составляет примерно 90-100 дней, поэтому для расчёта средней *Т* за июнь–август (VI–VIII) получены: формула (9) для 1946—1975 гг. (K₁) —

 $T_{\rm VI-VIII}(\rm K_1) = 18,3 - 0,0044Z$ и (9)

формула (10) для 1976-2005 гг. (К₂) -

$$T_{\rm VI-VIII}(\rm K_2) = 18.9 - 0.0044Z$$
 (10)

с коэффициентами детерминации соответственно 0,90 и 0,89. В данном случае использованы сведения из базы данных ВНИИГМИ [6] для шести метеостанций в диапазонах высоты 324– 2601 м, 85,62–88,68 в.д. и 50,00–51,90 с.ш. По данным из [6], средняя за май–сентябрь температура воздуха в 1946–1975 и 1976–2005 гг. на м/с Сулак высокогорная была равна соответственно 6,0 и 6,6 °С, а на м/с Каратюрек за июнь– август и те же интервалы лет – 5,5 и 5,9 °С.

Определение интенсивности таяния льда под мореной выполняется по универсальной формуле $M_{mor} = M_{ice}f(h_c)$, где $f(h_c)$ – безразмерная функция ослабления таяния под покровом морены, имеющая в интервале $0 < h_c < 2$ см максимум и две характерные точки, в которых $f(h_c) = 1$. Практические расчёты $f(h_c)$ упрощаются путём применения ранее полученных [13, 14] выражений:

формула (11) для морены толщиной от 0 до 2 см -

$$f(h_c)_1 = 0.15h_c^3 - 0.56h_c^2 + 0.43h_c + 1.00 \text{ M}$$
(11)

формула (12) при толщине h_c более 2 см –

$$f(h_c)_2 = 1.5 h_c^{-0.62}.$$
 (12)

Вычисление среднего слоя морены \overline{h}_c на высоте

$$\widetilde{Z}_{mor} \approx (Z_e + Z_{uml})0,5 \tag{13}$$

выполняется по формуле

$$\overline{h} = H_c(Z_\rho)0,5.$$
(14)

В формулах (13) и (14) Z_{uml} – верхний уровень распространения сплошного моренного покрова, а $H_c(Z_e)$ – толщина морены на конце ледника Z_e . Определение $H_c(Z_e)$ основано на региональной зависимости $H_c(Z_e) = f(\Omega)$, где Ω – отношение площадей сплошного моренного покрова и области абляции. В качестве численной аппроксимации зависимости $H_c(Z_e) = f(\Omega)$ получено [13, 14] эмпирическое выражение

$$H_c(Z_{\rho}) = 88\Omega, \,\mathrm{cm}.\tag{15}$$

Коэффициент корреляции для зависимости (15) равен 0,97. Информация для определения Ω содержится в Каталогах [1, 2]. В результате летних снегопадов в течение принятых расчётных периодов (май—сентябрь и июнь—август) продолжительность процесса таяния ледников $N(\tilde{Z}, \varphi, \lambda)$ сокращается на число дней N_{sm} выпадения и таяния снега в области абляции на высоте \tilde{Z} . Определение N_{sm} в модели ледникового стока выполняется на основе региональных зависимостей осадков от высоты местности, географических координат (приведены далее) и формулы (4) или (5).

Расчёт осадков и испарения. В отличие от температуры воздуха поле осадков Р, особенно в горах, может иметь достаточно сложный характер, что затрудняет получение региональных зависимостей для надёжного описания пространственно-временных изменений Р и, в конечном счёте, отражается на сходимости правой и левой частей уравнения (1). Это замечание, прежде всего, относится к бассейну р. Катунь, где на площади 58,4 тыс. км² выделено [18] несколько высотных поясов с различными условиями накопления осадков. К счастью, подобная неопределённость не свойственна полю упругости водяного пара в воздухе, которая используется при определении объёма испарения с поверхности речного бассейна. Как показано в [12–15], общий вид формулы для расчёта объёма осадков Р, испарения Е и других переменных как одномерных функций высоты местности Z в интервале $Z_{min} \div Z_{max}$ следующий:

$$X_z = x(\tilde{z})F\tag{16}$$

или для среднего значения $\overline{x} = x(\tilde{z})$, где \tilde{z} – средневзвешенная высота над ур. моря в интервале $Z_{min} \div Z_{max}$; F – площадь в этом же интервале.

В формуле (16) сомножитель $x(\tilde{z})$ может быть представлен как линейная или квадратичная функция одного аргумента Z или нескольких (Z – высота; географические координаты: широта – lat, долгота – long). Если функция x(Z) или x(Z, lat, long)используется для пространственно-временной экстраполяции зависимой переменной, то в неё добавляют известные значения функции в опорных пунктах – $x(Z_0)$ или $x(Z_0, lat_0, long_0)$. Например, для квадратичной зависимости $x = x(Z, Z^2)$:

 $x(Z) = x(Z_0)[1 + k_1(Z - Z_0) + k_2(Z - Z_0)^2],$

где k_1, k_2 – эмпирические коэффициенты.

Соответствующие выражения с конкретными эмпирическими коэффициентами неоднократно (см., например, [12—15]) использовались для расчётов многолетних рядов стока рек снегово-ледникового питания в бассейнах притоков Амударьи и Сырдарьи.

С целью определения слоя осадков за майсентябрь P_{V-IX} и год P_{I-XII} в рассматриваемых бассейнах рек Северного Кавказа по данным [6] получены следующие рабочие формулы:

 $P_{\text{I-XII}}(\text{CK}) = 0,195\text{Z} + 430, \text{ MM}; \tag{17}$

$$P_{\rm V-IX}(\rm CK) = 0,019Z + 60, \,\rm MM.$$
(18)

Коэффициент детерминации для выражения (17) равен 0,65, а для (18) – 0,82.

Одномерные эмпирические формулы (19) и (20), также установленные по данным [6], были использованы для расчёта годовых и летних осадков (июнь—август) в высокогорном поясе бассейна р. Катунь:

 $P_{\rm VI-VIII}(\rm K) = 0,059Z + 117, \, \rm MM;$ (19)

 $P_{\rm I-XII}(\rm K) = 0,59Z - 844, \, \rm mm.$ (20)

Коэффициент детерминации для выражений (19) и (20) соответственно равен 0,71 и 0,73.

Несомненно, региональное поле осадков имеет более сложный многофакторный характер. Пространственная репрезентативность функций P = P(Z) и P = P(Z, lat, long) может быть установлена апостериори после их использования для моделирования и расчёта годового и вегетационного стока в бассейнах рек Северного Кавказа и Алтая. Общий вид формул для определения объёма испарения E_v (км³/сезон) на площади области абляции таков:

$$E_{v} = E(\tilde{Z})F_{ab},\tag{21}$$

где:

$$E(\tilde{Z}) = PE \operatorname{th}[P_s(\tilde{Z})/PE(\tilde{Z})]; \qquad (22)$$

$$P_s(\tilde{Z}) - M(\tilde{Z}) = 0; (23)$$

$$PE = 0,0018[25 + T_s(\tilde{Z})^2(100 - r(\tilde{Z})];$$
(24)

$$e_n(\bar{Z}) = 6, 1 \cdot 10^{\left[\frac{7,45T_s(\tilde{Z})}{235+T_s(\tilde{Z})}\right]};$$
(25)

$$r(\widetilde{Z}) = e_p(\widetilde{Z})/e_n(\widetilde{Z}), \qquad (26)$$

где E – суммарный слой испарения, мм; \tilde{Z} – средневзвешенная высота в интервале $Z_e \div Z_{fg}$; F_{ab} – площадь области абляции; T_s – средняя за V–IX/VI–VIII температура воздуха; PE – наибольшая возможная величина испарения при данных условиях увлажнения; P_s – сезонная сумма осадков; $M(\tilde{Z})$ – слой абляции/таяния за соответствующий интервал времени.

Формула (22) – известное уравнение Ольдекопа для расчёта испарения, где th - гиперболический тангенс; (23) – уравнение баланса аккумуляции и абляции на высоте \tilde{Z} ; (24) — формула Романенко [19] для расчёта наибольшей возможной величины испарения РЕ при данных условиях увлажнения, мм/месяц; (25) – формула Магнуса для расчёта насыщенного парциального давления водяного пара e_n при данной температуре воздуха; (26) – выражение для определения относительной влажности воздуха. Для вывода региональных зависимостей парциального давления водяного пара в воздухе от высоты $e_n(Z)$ использованы наблюдения метеостанций, расположенных на Северном Кавказе и в бассейне р. Катунь.

Определение объёмов испарения и составляющих ледникового стока выполнено с учётом временно́го изменения в 1946–1975 и 1976–2005 гг. средних значений температуры воздуха T и упругости водяного пара в воздухе e на высоте Z_0 за год и сезоны V–IX и VI–VIII. Таким образом, рассматриваемый метод включает в себя: а) уравнения (7) и (8) для моделирования сезонного стока от таяния снега и льда в областях аккумуляции и абляции ледников; б) комплекс расчётных формул для определения осадков, температуры и упругости водяного пара в

воздухе, интенсивности таяния льда под мореной и открытого льда, испарения в интервалах высот $Z_e \div Z_{uml}$, $Z_{uml} \div Z_{fg}$, и $Z_{fg} \div Z_b$ на ледниках.

Исходные данные

Исследование и расчёт составляющих водного баланса на Северном Кавказе и Алтае выполнены на основе гляциологических, гидрологических и климатических исходных данных. Гидрографические характеристики речных бассейнов, содержащиеся в табл. 1, и многолетние ряды средних месячных значений стока на гидропостах были подготовлены для анализа по материалам работ [20-23]. Для пространственной экстраполяции осадков, температуры и упругости водяного пара в воздухе необходимы многолетние ряды метеорологических наблюдений в опорных пунктах и соответствующие эмпирические параметры. В нашей работе основной источник месячных метеорологических данных - это база данных ВНИИГМИ-МЦД Росгидромета [6].

Гляциологическая информация. Опыт использования моделей для региональных расчётов ледникового стока [12-15] показал, что минимальный набор входной информации должен содержать: а) географические координаты ледников (долгота *long*, широта *lat*); б) площади: ледника в целом F_{gl} , областей аккумуляции F_{ac} и абляции F_{ab} , льда под сплошной мореной F_{mor} , открытого льда F_{ice} ; в) высоты: начала Z_b и конца ледника Z_e , фирновой границы Z_{fg} ; г) толщину морены на конце ледника $H_{c}(Z_{\rho})$; д) функцию распределения площади ледника в зависимости от высоты местности $F_{gl}(Z)$. Источником однократных региональных данных о долготе, широте, F_{gl} , F_{mor} , Z_b , Z_e , Z_{fg} , $F_{gl}(Z)$ служат справочники [1, 2], характеризующие состояние ледников 50-60 лет тому назад. Для определения параметров F_{ac} , F_{ab} , $H_c(Z_e)$ были разработаны [12–14] расчётные формулы. Поскольку сведения о ежегодных изменениях F_{gl} , Z_b , Z_e , Z_{fg} доступны [24] только для двух ледников Северного Кавказа (Гарабаши, Джанкуат) и частично для группы четырёх ледников Актру на Алтае, единственная возможность моделирования ледникового стока с учётом динамики оледенения на рассматриваемой территории заключается в совместном использовании Каталогов [1-3]. С целью унификации набора морфометрических параметров и обеспечения их сравнения данные в [1–3] были подвергнуты дополнительной обработке.

Так, корректировка изменения площади ледников в 1946-2005 гг. в соответствии с фоновой тенденцией сокращения площади оледенения на Северном Кавказе [4] была выполнена путём повторной оцифровки контуров ледников на географически привязанных картах 1983-1987 гг. масштаба 1:100 000 для получения шейп-файла контура и нового определения средствами ArcGIS площади ледника в Каталоге [1] в случаях: а) если разность F_{al} в [1] и [3] превышает максимальную по модулю скорость годового сокращения F_{gl} в конкретном бассейне и больше предельной ошибки измерения площади $(0,2 \text{ км}^2)$ для F_{al} , начинающихся с 0,5 км²; б) если при сравнении [1] и [3] вместо сокращения получается прирост площади, а также для данных, сомнительных по экспертной оценке. Сравнение контуров ледников из [3] с границами их изображений на картах масштаба 1:100 000, подготовленных в 1983-1987 гг., показало, что эти карты вполне пригодны для корректировки площадей в [1]. Средняя абсолютная ошибка определения исправленной площади *F_{gl}* такая, как и в Каталоге [1], т.е. 0,1 км². Эта работа выполнена для 75 ледников в шести речных бассейнах Северного Кавказа. В итоге достигнуто соответствие между откорректированными значениями F_{gl} в [1] и региональной тенденцией динамики ледников по сведениям из [4]. Аналогичная корректировка *F*_{gl} не выполнена для бассейна р. Катунь из-за нестыковки способов идентификации ледников в [2] и [3].

Одно из характерных свойств региональной динамики оледенения в 1946—2005 гг. — увеличение площади моренного покрова на ледниках и соответственно уменьшение площади открытого льда, что, при прочих равных условиях, приводит к снижению объёма ледникового стока. Изменение числа ледников N_{gl} в табл. 2 на Северном Кавказе в целом согласуется с сокращением площади, хотя в отдельных случаях на этот показатель влияет распад ледников.

Из формул (2) и (3) следует, что опорными точками на ледниках для расчёта объёмов таяния льда под мореной, открытого льда, старого фирна и летнего снега служат средневзвешенные высоты \tilde{Z} для интервалов $Z_e \div Z_{uml}$, $Z_{uml} \div Z_{fg}$, $Z_e \div Z_{fg}$, и $Z_{fg} \div Z_b$. Значения высот на границах перечисленных интервалов, как часть входной информации, используемой для определения \tilde{Z} , есть в Каталогах [1, 2]. Величины площадей F_{ab} , F_{mor} , F_{ice} получены по следующим выражениям:

$$F_{ab} = F_{gl} 0.5 \left\{ 1 + \tanh \frac{Z_{fg} - 0.989 Z_{fg} - 0.049}{0.486 F_{gl}^{0.486}} \right\}; \quad (26a)$$

$$F_{mor} = F_{ab} - F_{open}; \tag{27}$$

$$F_{ice} = F_{gl} - F_{mor}.$$
 (28)

Эмпирическая формула (26а), предложенная в работе [25], описывает гиперболическим тангенсом распределение площади ледника по высоте. Из неё следует, что высота фирновой границы Z_{fo} зависит от доли площади абляции в общей площади ледника F_{al}. При равенстве площадей абляции и аккумуляции получаем высоту фирновой границы Z_{fg} на ледниках по методу Куровского. В печатной версии Каталогов [1, 2] для ограниченного числа ледников приведены значения Z_{fg} , полученные методами Куровского, Гефера, Гесса и наземно-визуального определения. Позже, в электронной версии Каталога ледников СССР высота Z_{fg} задана как среднеарифметическое между Z_{max} и Z_{min}. Эти параметры также косвенно характеризуют динамическое состояние оледенения. В частности, при сокращении площади активной части ледника Z_{min} растёт, а Z_{max} остаётся постоянной или увеличивается. Сравнение разности Z_{max} – Z_{min} для бассейнов рек Северного Кавказа по данным [1, 3] с учётом качества определения высот показало обусловленное сокращением площади уменьшение разности Z_{max} – Z_{min} в 1976– 2005 гг. относительно 1946-1975 гг. Абсолютные ошибки высот Z_{max} , Z_{min} , Z_{fg} , Z_{med} в Каталогах [1–3] зависят от квалификации исполнителей, масштаба топографической основы, горизонтального и вертикального разрешения цифровой модели рельефа. Обобщённая по различным источникам среднеквадратичная ошибка определения высоты в [1-3] составляет 10-20 м.

Для расчёта F_{mor} по формуле (27) используется параметр F_{open} из Каталогов [1, 2]. Поскольку в Каталоге [3] отсутствуют характеристики моренного покрова (площадь F_{mor} , высота верхней границы Z_{uml}), для определения Z_{uml} (м над ур. моря) на заморененных ледниках по данным [1] получено выражение

$$Z_{uml} = 0.94Z_e + 223.0. \tag{29}$$

Коэффициент детерминации равен 0,97; среднеквадратичная ошибка расчёта — 70 м. Параметр Z_{uml} используется при определении по формулам (14) и (15) средней толщины морены в интервале высоты $Z_{uml} - Z_e$ на ледниках в Каталоге [3]. Расчёт площади морены в Каталоге [3] для ледников Северного Кавказа выполнен по выражению

$$F_{mor}[3] = F_{mor}[1] + F_{mor}[1]dV_{mor}\Delta N, \qquad (30)$$

где dV_{mor} — средняя скорость прироста площади морены; ΔN — интервал времени в годах между данными Каталогов [1] и [3].

По материалам многолетних наблюдений на леднике Джанкуат [26], величина dV_{mor} принята равной 0,26 %/год. Повсеместное увеличение во второй половине XX в. площади моренного покрова на ледниках, влияющее в региональном масштабе на уменьшение объёма W_{gl} , подтверждается данными для Памиро-Алая (табл. 3), Гиндукуша и Гималаев [27]. Эта таблица подготовлена по данным работы [25]. Величина толщины морены на концах ледников $H_c(Z_e)$ в этой таблице рассчитана по формуле (15).

Качество моделирования ледникового стока

Ошибки промежуточных и конечных результатов расчёта по уравнениям (2)–(26) зависят, во-первых, от полноты и адекватности использованных математических моделей и, во-вторых, от пригодности исходной климатической и гляциологической информации для описания планово-высотных изменений целевых функций. В связи с ограниченностью климатических данных в высокогорных речных бассейнах одномерная модель процесса ледникового стока в настоящее время — оптимальный метод расчёта объёма *W*_{gl} для совокупностей ледников. Обоснованием определения слоёв таяния/осадков/ испарения на средневзвешенной высоте для заданной площади с помощью формул (7)-(10) и (17)-(21) служит теорема о среднем значении произведения произвольных функций f(x)g(x) в интегральном исчислении. Согласно этой теореме, в непрерывном распределении f(x) существует точка f(c), которая обеспечивает определение интеграла произведения f(x) и g(x), т.е.

Речные бассейны	Ngl	Ngl.mor	Fgl	$H_c(Z_e)$	Fmor	Fmor.oth	v(Fmor)		
	1980—1957 гг.								
Гунт	978/993	114/23	882,2/535,7	8/1	19,6/4,3	25,6/16,2	0,39		
Обихингоу	675/689	163/111	705,1/810,2	30/16	117,6/69,7	32,7/20	0,53		
Сурхоб	690/715	80/53	358,8/404,2	16/13	31,7/29,0	29,7/21,8	0,33		
Шахдар	379/369	43/11	166,7/216,3	10/2	10,0/2,9	27,6/16,1	0,48		
	1980—1954 гг.								
Ванч	308/386	116/84	291,6/344,8	36/27	57,6/48,6	38,8/29,3	0,35		
Язгулем	322/374	126/121	262,7/330,4	47/31	68,6/55,9	41,3/29,4	0,44		
1980 г. (числитель), 1966 г. (знаменатель)									
Бартанг	1089/969	219/70	931,9/1087,2	19/8	99,5/52,3	33,2/20,6	0,84		
Мургаб	942/879	52/17	450,2/561,2	5/1	13,5/3,9	24,4/11,7	0,85		
Муксу	995/904	107/55	1239,1/1271,9	14/6	96,0/39,9	20,5/10,5	0,67		
Восточный Кызылсу	403/395	71/62	486,4/527,3	20/15	55,3/45,1	22,4/18,3	0,27		

Таблица 3. Характеристики моренного покрова на ледниках Памиро-Алая*

 $*N_{gl}$ – число ледников; $N_{gl.mor}$ – число ледников с мореной; F_{gl} – площадь ледников, км²; $H_c(Z_e)$ – толщина морены на конце ледника, см; F_{mor} – площадь морены, км²; $F_{mor.oth}$ – относительная площадь морены; $v(F_{mor})$ – средняя скорость прироста площади морены за разность лет, %/год.

$$\int_{a}^{b} f(x)g(x)dx = f(c)\int_{a}^{b} g(x)dx,$$
(31)

где *с* содержится в [*a*, *b*]. В нашем случае f(x) символизирует пространственное распределение слоя заданной переменной; f(c) – значение этой переменной на средневзвешенной высоте в интервале [*a*, *b*] или между минимальной и максимальной высотами $Z_{max} - Z_{min}$, а определённый интеграл функции g(x) соответствует площади, на которой вычисляется объём стока/осадков/ испарения. Очевидно, формулу (31) можно считать инвариантной относительно интервалов по высоте и времени.

Поскольку изложенная методологическая сторона расчёта составляющих уравнения (1) Р, Е, W_{gl} вполне обоснованна, а допуски измерений температуры воздуха, осадков, упругости водяного пара в воздухе на метеостанциях соответствуют стандартам, принятым в Росгидромете, окончательная оценка качества определения P, E, W_{gl} будет зависеть от пространственной репрезентативности полученных эмпирических зависимостей: $T_s = T_s(Z), T_v = T_v(Z), P_s = P_s(Z),$ $P_{v} = P_{v}(Z), e_{s} = e_{s}(Z), e_{v} = e_{v}(Z),$ где y – годовой интервал времени, a s - сезонный интервал времени, который различен на Северном Кавказе и в бассейне р. Катунь. На оценку качества расчёта составляющих правой части уравнения (1) влияют также известные погрешности измерения расходов воды на гидропостах и последующего определения объёма стока, а также русловая фильтрация, бытовой, промышленный и сельскохозяйственный водозаборы. Такие сведения содержатся в пояснениях к Гидрологическим ежегодникам. В частности, для бассейнов рек Малка, Баксан, Чегем, Черек в 1998–2007 гг. по указанной выше причине установлено [23] уменьшение измеренного годового стока от 14 до 28%. Следует учитывать также, что суммарная предельная ошибка определения среднего годового расхода горных рек (по средним месячным данным) составляет 5–16% [28].

Весьма существенное, а порой критическое влияние на качество моделирования ледникового стока оказывают источники высотно-плошадной информации о ледниках [1-3, 29-31], когда в них: а) отсутствует единая система идентификации ледников, что препятствует сравнению изменений оледенения по каждому объекту; б) нет сведений о моренном покрове [например, 3, 29, 30]; в) вместо привязки совокупностей ледников к границам крупных речных бассейнов, что необходимо для применения метода водного баланса в расчётах стока, использован неудобный и необоснованный набор 19 политико-географических регионов на весь земной шар [например, 3, 29, 30]; отметим, что в современной версии Каталога ледников Китая [32] сохранено распределение ледников по 1450 речным бассейнам; г) несовместимы системы определения ориентации ледников [например, 29-31]. В Каталоге [31] почти в половине случаев отсутствует временная привязка данных и нет информации о масштабе и дате публикации топографических карт, использованных для однократного определения высотно-площадных параметров ледников. В том же источнике [31] число ледников в интервале площади от 0 до 0,5 км², т.е. с заведомо низким качеством определения F_{gl} , составляет 60,4% общего числа – 132 890.

Как следует из [1-3], число ледников в интервале площади от 0 до 0,5 км² в шести бассейнах рек Северного Кавказа равно 276 (205) из 457 (371), а в бассейне Катуни – 456 (746) из 767 (964). В скобках даны сведения из Каталога [3]. Интервал площади 0–0,5 км² выбран с учётом предельной абсолютной ошибки 0,1 км² измерения площади в Каталогах [1, 2]. Следовательно, чем больше ледник, тем меньше относительная ошибка ΔF (%) определения его площади F_{gl} . Эту зависимость описывает формула

$$\Delta F = 10 F_{gl}^{-1}.$$
 (32)

При $F_{gl} = 0,5$ км² величина $\Delta F = 20\%$, и такая значительная ошибка определения площади F_{gl} отражается на качестве расчёта составляющих правой части уравнения (1). Несмотря на преобладание ледников с площадью $\leq 0,5$ км², их вклад в общую площадь совокупности ледников несоразмерен числу. Так, в шести бассейнах рек Северного Кавказа этот вклад, по данным [1–3], составил 10,9% (9,1%), а в бассейне р. Катунь – 7,3% (19,0%). В скобках даны сведения из Каталога [3]. В целом, средневзвешенная по площади ошибка определения F_{gl} в Каталоге [1] для шести бассейнов Северного Кавказа оказалась равной 7,7%.

Результаты расчёта многолетних изменений объёма ледникового стока в бассейнах рек Северного Кавказа и Алтая, помимо качества морфометрических параметров в Каталогах [1, 2], в немалой степени зависят от надёжности сведений о ледниках в Каталоге [3], которые обусловлены пространственным разрешением спутниковых снимков, а также размером регулярной сетки по долготе и широте в цифровых моделях рельефа; кроме того, они содержат ошибки как дешифрирования объектов, так и методов получения их высотно-площадных показателей. Способы статистического определения ошибок приведены далее.

Характеристикой погрешности среднего значения \overline{X} служит относительная ошибка ε , которая рассчитывается по формулам

$$\varepsilon = (\Delta \overline{X}) / (\overline{X}) 100, \%; \tag{33}$$

$$\Delta \overline{X} = \frac{1}{n \sum_{i=1}^{n} |\Delta X_i|},\tag{34}$$

где $|\Delta X_i|$ — абсолютная ошибка отдельного измерения.

Для оценки качества полученных результатов используется также средняя квадратичная ошибка $\sigma_{\bar{X}}$ среднего значения, которая определяется формулой

$$\sigma_{\overline{X}} = \sigma / \sqrt{n} = \sqrt{\sum_{i=1}^{n} (X_i - \overline{X})^2 / n(n-1)},$$
(35)

где о характеризует отклонение единичного измерения от истинного значения

$$\sigma = \sqrt{\sum_{i=1}^{n} (X_i - \bar{X})^2 / (n-1)}.$$
(36)

Кроме того, надёжность результатов измерений можно представить в виде выражения

$$X = \overline{X} \mp \tau \sigma_{\overline{X}},\tag{37}$$

где τ — параметр, используемый для табличного определения вероятности того, что *X* будет находиться в пределах $\overline{X} \mp \tau \sigma_{\overline{X}}$; в частности, при $\tau = 1$ истинная величина *X* с вероятностью 68% отличается от \overline{X} не более, чем на $\sigma_{\overline{X}}$.

В Технических записках к Каталогам [3, 31] отсутствуют данные о точности определения площадей и высотных параметров ледников, поэтому далее приведены результаты статистической обработки сведений из [4] и других источников либо процитированы соответствующие оценки качества определения площади.

Применение формул (33)—(37) подразумевает, что существует совокупность эталонных данных, одновременно с которой проведены измерения в репрезентативной контрольной выборке. Этому условию приближённо соответствует сравнение [4] площади 21 ледника в бассейне р. Катунь по материалам Каталога [2] и аэрофотосъёмки 1952 г. Средняя относительная ошибка є определения F_{gl} в данном случае составила 5,5%, а параметр $\sigma_{\bar{X}}$ оказался равным 0,82%. В работе [32] сообщается, что новая версия Каталога ледников Китая, подготовленная по спутнико-

	Азимуты								
параметры	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	3	C3	2/1 1/10
Ngl	100**/94	107/72	56/53	38/22	15/15	17/12	32/30	92/73	457/371
ΔN_{gl}	-6	-35	-3	-16	0	-5	-2	-19	-86
F _{gl}	165,3/158,4	147,6/105,7	58/52,2	95,9/44,4	20,7/44,8	17,2/6,3	15,1/16,9	73,4/59,7	593,2/488,4
ΔF_{gl}	-6,9	-41,9	-5,8	-34,2	6,8	-10,9	1,8	-13,7	-104,8
$T_{\rm V-IX}(Z_{ab})$	3,9/4,9	4,1/5,0	3,5/4,4	3,4/3,8	2,7/3,1	2,4/2,2	2,3/3,6	4,0/4,3	3,3/3,9
$\Delta T_{\rm V-IX}$	0,97	0,93	0,98	0,48	0,34	-0,22	1,35	0,37	0,65
$P_{\rm V-IX}(Z_{ab})$	612/607	609/604	618/615	626/628	637/642	643/657	643/631	610/616	624,8/625,0
W_{gl}	0,112/0,123	0,156/0,090	0,047/0,030	0,060/0,025	0,022/0,026	0,009/0,002	0,008/0,010	0,065/0,037	0,480/0,343
ΔW_{gl}	0,011	-0,066	-0,017	-0,036	0,004	-0,007	0,002	-0,028	-0,137
Ε	0,017/0,015	0,015/0,010	0,006/0,005	0,011/0,004	0,005/0,005	0,002/0,001	0,002/0,002	0,008/0,010	0,065/0,053
ΔE	-0,002	-0,005	-0,001	-0,007	0,001	-0,001	0,001	0,002	-0,012
E/W_{gl}	17,4/18,6	16,7/18,3	17,4/19,6	18,7/21,4	21,1/23,2	21,2/28	21,2/20,3	16,7/19,9	18,8/21,2
$\Delta E/W_{gl}$	1,2	1,6	2,2	2,7	2,1	6,8	-0,9	3,2	2,4

Таблица 4. Распределение по азимутам ледников параметров оледенения и составляющих водного баланса в шести речных бассейнах Северного Кавказа*

 $*N_{gl}$ – число ледников; F_{gl} – площадь ледника, км²; $T_{V-IX}(Z_{ab})$ – температура воздуха за май—сентябрь на средней высоте области абляции; $P_{V-IX}(Z_{ab})$ – слой осадков за май—сентябрь на средней высоте области абляции, мм; W_{gl} – объём таяния открытого льда и льда под мореной; E – объём испарения на площади области абляции за май—сентябрь (все объёмы даны в км³); E/W_{gl} – отношение объёмов испарения и таяния, %; Σ – сумма чисел; *Mean* – среднее, выделено жирным шрифтом. **В числителе результат определения параметра по данным работы [1], в знаменателе – по данным работы [3]. Добавление символа Δ указывает на разность между данными в числителе и знаменателе.

вым данным, содержат 42 370 (1723) ледников, свободных от морены, общей площадью 43 086,8 (1493,7) км². В скобках указаны число и площадь ледников с моренным покровам; среднее отношение $F_{mor}/F_{gl} = 12\%$. Средняя взвешенная ошиб-ка є определения F_{gl} в первом случае равна 3,2%, во втором – 17,6%. Примерно такая же величина є (3,8%) получена в Европейских Альпах [33] для ледников, свободных от морены, после сравнения определения F_{gl} на основе изображений со спутников LANDSAT TM и IKONOS. Каталог GAMDAM [29] для территории Высокой Азии в пределах 67,4-103,9° в.д. и 27,0-54,9° с.ш., подготовленный на основе изображений со спутника LANDSAT и цифровой модели SRTM, содержит 87 084 ледника площадью 91 263 км². Относительная ошибка определения площади в этом справочнике оказалась равной примерно 15%. Оценка качества определения площади ледников Бутана [34] по спутниковым изображениям выполнена четырьмя экспертами по выборке из 16 ледников (10 из них свободны от морены, остальные частично покрыты мореной). В результате использования нами данных из [34] для расчёта параметра є по формулам (33) и (34) средняя относительная ошибка определения площади для десяти ледников составила 10,1%, а для шести – 20,7%.

После обобщения ряда сведений по измерениям площади ледников в работе [35] предложена формула

$$e(S) = 0,039 \, k \, S^{0,70},\tag{38}$$

где e(S) — ошибка (км²) при определении площади, равной *S*, км², *k* — эмпирический параметр.

Формула (38) учитывает: неточность идентификации моренного покрова, игнорирование нунатаков, увеличение площади ледника за счёт включения снежного покрова, погрешности картографирования. По мнению авторов [35], наиболее правдоподобное значение параметра k равно 3. Сравнение расчётов по формулам (32) и (38) показало, что в диапазоне 0,1-0,5 км² ошибка определения площади по формуле (38) меньше, чем по (32). По мере увеличения площади расчёт ΔF по уравнению (38) даёт систематически завышенные результаты по сравнению с формулой (32). По этой причине среднее взвешенное ΔF ледников в шести бассейнах Северного Кавказа оказалась равной 8,6% вместо 7,7% по уравнению (32). Перечисленные здесь сведения о ΔF в различных регионах подтверждают высказанное в работе [35] мнение о том, что надёжное определение площади ледников всё ещё нуждается в технологическом и методическом совершенство-
		Речные бассейны (гидропосты)							
Параметры	Баксан	Малка (Камен-	Теберда	Терек, верховье	Чегем	Черек	$\Sigma/Mean$		
	(Заюково)	номостский)	(Теберда)	(Владикавказ)	(Нижний Чегем)	(Советский).			
F _{mor}	8,0/8,9**	1,0/1,1	2,5/2,6	7,2/5,9	3,4/3,5	21,7/25,4	43,8/47,4		
$N_{gl}(F_{mor})$	26/31	2/2	17/16	27/18	15/21	43/35	130/123		
$H_c(Z_e)$	11/27	3/5	15/43	27/24	11/34	16/39	83/172		
F _{ab}	76,4/69,4	28,6/26,1	28,1/23,7	33,0/23,0	29,4/24,5	98,4/75,5	293,9/242,1		
$T_{\rm V-IX}(Z_{ab})$	4,12/4,72	2,63/2,37	7,05/7,06	3,69/3,62	4,97/5,13	5,07/5,92	4,6/4,8		
$W_{gl}(1)$	0,103/0,099	0,022/0,028	0,083/0,067	0,036/0,015	0,057/0,033	0,166/0,103	0,468/0,344		
$W_{gl}(2)$	0,150/0,141	0,041/0,045	0,099/0,080	0,056/0,029	0,074/0,047	0,224/0,142	0,644/0,484		
$W_{gl}(3)$	0,170/0,156	0,048/0,050	0,105/0,085	0,065/0,034	0,080/0,051	0,248/0,184	0,716/0,560		
Ε	0,016/0,016	0,007/0,006	0,006/0,005	0,007/0,006	0,007/0,006	0,058/0,014	0,100/0,052		
$W_{gl}(1)/W_{bas}, \%$	12,1/11,5	7,9/8,1	11,9/10,0	4,4/1,9	16,0/7,9	16,7/9,2	11,5/8,1		
$W_{gl}(3)/W_{bas}, \%$	19,9/18,1	16,8/14,6	14,9/12,7	7,9/4,2	22,6/12,5	25,0/16,4	17,9/13,1		
$KL \ 1 = F_{ac}/F_{ab}$	1,02/1,02	1,00/1,00	1,05/1,04	1,02/1,00	1,02/1,02	1,01/1,02	1,02/1,02		
$KL \ 2 = \overline{F_{ac}/F_{gl}}$	0,50/0,51	0,50/0,50	0,51/0,51	0,50/0,50	0,50/0,51	0,50/0,50	0,50/0,50		

Таблица 5. Распределение по бассейнам Северного Кавказа параметров оледенения и составляющих водного баланса*

 $*F_{mor}$ – площадь морены, км²; $N_{gl}(F_{mor})$ – число ледников с моренным покровом; $H_c(Z_e)$ – толщина морены на конце ледника, см; F_{ab} – площадь области абляции, км²; $T_{V-IX}(Z_{ab})$ – средняя взвешенная температура воздуха за май–сентябрь на средней высоте области абляции; $W_{gl}(1)$ – объём таяния открытого льда и льда под мореной; $W_{gl}(2)$ – объём таяния льда и сезонного снега в области абляции; $W_{gl}(3)$ – объём таяния льда и сезонного снега на всей площади ледника; E – объём испарения на площади области абляции за май–сентябрь (все объёмы в км³); W_{bas} – объём стока за апрель–сентябрь; Σ – сумма чисел; *Mean* – среднее, выделено жирным шрифтом; *KL* 1, *KL* 2 – ледниковые коэффициенты. **В числителе данные за 1946–1975 гг., в знаменателе – за 1976–2005 гг. При расчёте параметров оледенения и ледникового стока для интервала времени 1976–2005 гг. использованы формулы (2)–(30).

вании. Практика каталогизации континентального высокогорного оледенения показывает, что это заключение можно распространить и на определение высотных параметров ледников.

Результаты и обсуждение

Сводные результаты определения для шести водосборов на Северном Кавказе климатических и гидрологических характеристик, морфометрических параметров оледенения и расчётов ледникового стока для интервалов времени 1946-1975 и 1976-2005 гг. приведены в табл. 4-7. Качество модели ледникового стока в целом оценено путём сравнения измеренного стока с суммой рассчитанных составляющих правой части уравнения (1). По результатам, приведённым в табл. 6, сделаны следующие основные выводы: а) для интервалов 1946-1975 и 1976-2005 гг. относительные разности ΔW суммарных значений W_{bas} и W_{calc} вполне удовлетворительные; б) высокие значения ΔW в отдельных бассейнах обусловлены как качеством измерений стока, так и исходными данными для расчётов *P*, *E*, W_{gl} ; в) уменьшение суммы W_{calc} в 1976—2005 гг., для которого сумма осадков принята равной величине *P* в 1946—1975 гг., скорее всего, связано с невозможностью учёта положительного временного тренда годовой суммы осадков (см. рис. 1, *г*).

Совместный анализ сведений в табл. 1, 3–6 и на рис. 1 служит основанием для следующих выводов о динамике оледенения, его гидрологическом режиме и влиянии на годовой и сезонный сток в речных бассейнах.

Общим свойством ледникового стока, за исключением бассейна р. Малка, оказалось сокращение объёмов $W_{gl}(1) - W_{gl}(3)$. Несмотря на повсеместное и порой двукратное уменьшение относительной доли ледникового питания в общем речном стоке за апрель—сентябрь, это почти не отразилось на водообеспеченности вегетационного периода в отдельных бассейнах и в целом на Северном Кавказе. Во всех рассматриваемых бассейнах существенно сократились общая площадь ледников и областей их абляции. Кроме того, отмечен прирост площади льда под моренным покровом и увеличение его толщи-

Речные бассейны	Ζ	W _{bas}	Р	Ε	W_{gl}	D	W _{calc}	ΔW
Баксан	2480	1,059**/1,104	1,830/1,830	0,696/0,749	0,103/0,099	0,072/0,079	1,309/1,258	23,6/13,9
Малка	1984	0,431/0,478	1,204/1,204	0,446/0,494	0,022/0,028	0,052/0,055	0,832/0,793	93,0/65,9
Теберда	1737	0,806/0,798	0,464/0,464	0,143/0,160	0,083/0,067	0,034/0,036	0,439/0,407	-45,5/-49,0
Терек, верховье	2553	1,054/1,019	1,402/1,402	0,508/0,545	0,036/0,015	0,088/0,078	1,017/0,949	-3,5/-6,8
Чегем	2182	0,426/0,489	0,641/0,641	0,225/0,246	0,057/0,033	0,025/0,032	0,499/0,459	17,0/-6,0
Черек	2763	1,207/1,416	1,270/1,270	0,496/0,526	0,166/0,103	0,079/0,116	1,019/0,963	-15,6/-32,0
Σ1946	6–1975	4,983	6,811	2,514	0,644	0,350	5,114	2,6
Σ1976	6-2005	5,305	6,811	2,721	0,483	0,396	4,830	-8,9

Таблица 6. Сравнение измеренного годового стока и рассчитанного по уравнению (1)*

*Z – средняя взвешенная высота, м над ур. моря; W_{bas} – измеренный годовой объём стока, км³; P – годовой объём осадков, км³; E – годовой объем испарения, км³; W_{gl} – объём таяния открытого льда и льда под мореной, км³; D – динамический запас воды в бассейне, км³; $W_{calc} = P - E + W_{gl} + D$; $\Delta W = (W_{bas} - W_{calc})/W_{bas}$, %. **В числителе – данные за 1946– 1975 гг., в знаменателе – за 1976–2005 гг.

ны. Сокращение общей площади ледников и областей их абляции, при прочих равных условиях, приводит к уменьшению объёма ледникового стока, что и произошло, несмотря на повсеместное увеличение температуры воздуха за май—сентябрь на средней высоте областей абляции (см. табл. 4). Аналогичный вывод о влиянии осадков оказался невозможен из-за вынужденного использования зависимостей (17) и (18) с коэффициентами, постоянными в течение 1946—2005 гг.

Как следует из табл. 4, уменьшение объёма ледникового стока в целом для шести бассейнов обусловлено суммарным эффектом роста температуры воздуха за май—сентябрь и сокращения площади оледенения. В явном виде эта зависимость не установлена, поскольку сокращение F_{gl} зависит от баланса аккумуляции и абляции. В предложенной модели ледникового стока выполняется расчёт выпадения и таяния на ледниках средних годовых и сезонных величин твёрдых атмосферных осадков для интервалов 1946—1975 и 1976—2005 гг. Однако данные измерений баланса массы для сравнения с результатами расчёта отсутствуют.

Средняя скорость сокращения площади ледников в бассейне р. Катунь за 1946– 2005 гг. по данным Каталогов [2, 3] составила 3,55 км²/год. Принимая во внимание несовпадение временно́го интервала и различия в исходных материалах, средняя скорость сокращения ледников 2,70 км²/год на Северном и Южном Чуйском хребтах за 1952–2004 гг. оказалась [4] более или менее близкой. Кроме того, в Каталоге [2] учтены все ледники площадью ≥ 0,1 км², а в [3] – ещё и 41 ледник с площадью < 0,1 км².

Одним из способов оценки гидрологического режима совокупности ледников служит расчёт объёма стока V_{gl} с площади оледенения независимо от водного баланса речного бассейна. Решение данной задачи получаем с помощью формулы (31), если положить, что f(c) – это суммарное таяние за период абляции на средней взвешенной высоте ледника, а определённый интеграл функции g(x) соответствует площади, на которой вычисляется объём стока. Тогда V_{gl} представляет собой сумму объёмов таяния льда W_{gl} , зимнего и летнего снега, а объём таяния под мореной в объёме W_{gl} не учитывается. В этом варианте расчёта следует принимать во внимание, что часть объёма таяния снега в области аккумуляции представляет собой источник инфильтрационного льдообразования и не попадает в объём V_{gl} . Для расчёта V_{gl} в случае равенства площадей абляции F_{ab} и аккумуляции F_{ac} в работе [12] получена формула

$$V_{gl} = W_{gl}(F_{gl}) - (W_{gl}(F_{ab}))/3,5,$$
(39)

согласно которой объём инфильтрационного льдообразования W_{inf} в области аккумуляции составляет примерно 29% объёма таяния в области абляции. Возможность применения формулы (39) для оледенения Северного Кавказа подтверждается равенством площадей абляции и аккумуляции, как это следует из табл. 5. В работе [12] для четырёх речных бассейнов выполнено определение W_{inf} в минимальный, максимальный и средний по водности годы, когда соотношение F_{ab} и F_{ac} отличается от их равенства. Оказалось, что, несмотря на различие объёмов W_{gl} , относительная доля стока из области аккумуляции достаточно устойчива.

Таблица 7. Сводные характеристики гидрологического режима ледников*

F _{ab}	F_{gl}	Zaver	$T(Z_{aver})$	W_{gl}	V_{gl}					
Северный Кавказ, шесть бассейнов										
$\frac{293,9^{**}}{242,1}$	$\frac{593,2}{488,3}$	$\frac{3572}{3535}$	$\frac{2,6}{2,8}$	$\frac{0,467}{0,343}$	$\frac{0,670}{0,539}$					
	Алтай, бассейн р. Катунь									
$\frac{366,9}{256,0}$	$\frac{737,8}{524,8}$	$\frac{3117}{3122}$	$\frac{3,2}{3,6}$	$\frac{0,386}{0,354}$	$\frac{0,597}{0,517}$					

* F_{ab} — площадь области абляции, км²; F_{gl} — общая площадь ледников, км²; Z_{aver} — средняя взвешенная высота совокупности ледников, м над ур. моря; $T(Z_{aver})$ — средняя температура воздуха (для мая—сентября на Северном Кавказе и июня—августа для Алтая) на высоте Z_{aver} , °С; W_{gl} — объём таяния открытого льда и льда под мореной (ледниковый сток), км³; V_{gl} — общий сток с ледника, км³. **В числителе — данные за 1946—1975 гг.; в знаменателе — за 1976—2005 гг.

Результаты регионального расчёта объёма стока с площади оледенения в речных бассейнах Северного Кавказа и Алтая (р. Катунь) в отдельные периоды 1946-2005 гг. представлены в табл. 7. Определение аналогичной по трактовке величины ледникового стока W_{gl} в бассейнах рек Кавказа рассмотрено в работе [36]. Сравнение наших данных *W_{gl}* и результатов работы [36] для 1946–1975 гг. *W*_{ol} приведено в табл. 8. Представленное в табл. 8 сравнение не совсем корректно, поскольку в методе определения W_{gl} [36] не учтено таяние льда под мореной, а для расчёта слоя таяния, в отличие от нашей модели ледникового стока W_{gl}, использована сумма положительных температур воздуха и коэффициент стаивания 7,2 мм/°С. В работе [36] приведены также годовые величины осадков и испарения в речных бассейнах. Однако они ещё менее пригодны для сравнения, поскольку оказалось [36], что рассчитанные зональные осадки P_{calc} существенно отличаются от измеренных, а испарение найдено как разность P_{calc} и стока, заданного как функция высоты местности [36].

Выводы

1. Разработан достаточно обоснованный и проверенный метод расчёта составляющих уравнения годового водного баланса (осадки, испарение, объём стока с площади оледенения, динамические запасы воды) для оценки многолетней динамики водных ресурсов в масштабе бассейнов снегово-ледникового типа питания рек Ев-

Таблица 8. Сравнение относительного вклада W_{gl} в питание рек на Северном Кавказе

	$W_{gl}, \%$	$W_{gl}, \%$
	(данные из	(результаты
Гечные басссины (гидропосты)	работы	настоящей
	[36])	работы)
Баксан (Заюково)	11,5	12,1
Малка (Каменномостский)	7,2	7,1
Теберда (Теберда)	30,5	11,9
Терек, верховье (Владикавказ)	7,2	4,4
Чегем (Нижний Чегем)	14,5	16,0
Черек (Советский)	21,5	16,7

разии и других континентов с аналогичными природными условиями.

2. Получен комплекс региональных расчётных формул для определения осадков, температуры и упругости водяного пара в воздухе, интенсивности таяния льда под мореной, открытого льда и испарения в бассейнах рек Северного Кавказа и р. Катунь (Алтай).

3. Установлено, что, несмотря на повсеместное, а порой и двукратное уменьшение относительной доли ледникового питания в общем речном стоке за апрель—сентябрь это почти не отразилось на водообеспеченности вегетационного периода в отдельных бассейнах и в целом на Северном Кавказе. В бассейнах рек Северного Кавказа и р. Катунь произошло существенное сокращение общей площади ледников и областей их абляции, а также прирост площади льда под моренным покровом и увеличение его толщины. Оба события привели к уменьшению объёма ледникового стока, хотя температура воздуха за май—сентябрь на средней высоте областей абляции выросла.

4. Моделирование и результаты расчёта среднего многолетнего ледникового стока с использованием зависимостей климатических факторов и типов поверхности ледника только от высоты местности пока можно считать приближёнными, поскольку игнорируется двухмерное пространственное распределение температуры воздуха, осадков, упругости водяного пара в воздухе, характеристик морены и открытого льда. Тем не менее, даже такой вариант моделирования ледникового стока и его климатических факторов показал, учитывая качество исходной информации, вполне приемлемый результат при сравнении вычисленного и измеренного стока на замыкающих гидростворах в шести бассейнах рек Северного Кавказа.

5. Обоснованием вывода о качестве расчёта параметров гидрологического режима рек снегово-ледникового типа питания служит сравнение измеренного стока и рассчитанного как сумма составляющих правой части уравнения (1). Слабое звено в этой сумме — результаты расчёта годовых и сезонных осадков, имеющих наибольшее влияние на речной сток. Хотя модельные сведения о ледниковом стоке с площади ледников $\leq 0,5$ км² содержат существенную погрешность из-за низкой точности определения F_{gl} , вклад малых ледников в общую площадь совокупности несравненно меньше их числа (см. раздел «Качество моделирования ледникового стока»).

6. Теоретически обоснованный метод расчёта объёма стока с площади оледенения по формуле (39) может быть использован для оценки в

Литература

- 1. Каталог ледников СССР: Т. 8. Ч. 3, 5–7, 11. Л.: Гидрометеоиздат, 1967–1977.
- 2. Каталог ледников СССР: Т. 15. Вып. 1. Ч. 4–7. Л.: Гидрометеоиздат, 1978.
- Randolph Glacier Inventory A Dataset of Global Glacier Outlines: Version 5.0. July 2015. http://glims. org/RGI/index.html
- 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.
- 5. *Никитин С.А.* Закономерности распределения ледниковых льдов в Русском Алтае, оценка их запасов и динамики // МГИ. 2009. Вып. 107. С. 87–96.
- 6. Булыгина О.Н., Разуваев В.Н., Коршунова Н.Н., Швец Н.В. Описание массива данных месячных сумм осадков, температуры воздуха и упругости водяного пара в воздухе на метеостанциях России. Свидетельство о гос. регистрации базы данных № 2015620394. http://meteo.ru/data
- 7. Ледник Джанкуат (Центральный Кавказ). Л.: Гидрометеоиздат, 1978. 184 с.
- 8. Ледник Марух (Западный Кавказ). Л.: Гидрометеоиздат, 1988. 254 с.
- Материалы наблюдений на горно-ледниковых бассейнах МГД в Советском Союзе: Вып. 1. 1965– 1969 / Ред.: Н.А. Бочин и А.Н. Кренке. Л.: Гидрометеоиздат, 1980. 236 с. Вып. 2. 1969–1974. Л.: Гидрометеоиздат, 1987. 301 с.

региональном масштабе многолетней динамики водных ресурсов в бассейнах снегово-ледникового типа питания рек Евразии и других континентов. Для этого достаточно высотно-площадных параметров F_{gl} , Z_{med} в Каталогах ледников [3, 30–32], приведённых к границам крупных водосборов, методов экстраполяции по высоте характерных средних значений температуры воздуха, а также локальных/региональных формул интенсивности таяния снега и льда типа выражений (4) и (5).

7. Качество оценки последствий положительного тренда сокращения площади континентального оледенения России и других стран на состояние водных ресурсов в речных бассейнах, при прочих равных условиях, обусловлено содержанием и временным разрешением существующей гляциологической информации в региональном и локальном масштабах (Каталог ледников СССР, Справочники RGI 5-6, GAMDAM).

References

- Katalog lednikov SSSR. USSR Glacier Inventory. V. 8. Parts 3, 5–7, 11. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1967– 1977. [In Russian].
- Katalog lednikov SSSR. USSR Glacier Inventory. V. 15. Issue 1. Parts 4–7. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1978. [In Russian].
- Randolph Glacier Inventory A Dataset of Global Glacier Outlines: Version 5.0. July 2015. http://glims. org/RGI/index.html
- Kotlyakov V.M., Khromova T.E., Nosenko G.A., Popova V.V., Chernova L.P., Muraviev A.Ya., Rototaeva O.V., Nikitin S.A., Zverkova N.M. Sovremennye izmeneniya lednikov gornykh rayonov Rossii. Recent glacier changes in mountain regions of Russia. Moscow: Association of scientific publications KMK, 2015: 288 p. [In Russian].
- Nikitin S.A. Regularities of distribution of glacial ice in the Russian Altai, estimation of their storage and dynamics. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2009, 107: 87–96. [In Russian].
- 6. Bulygina O.N., Razuvaev V.N., Korshunova N.N., Shvets N.V. Opisanie massiva dannykh mesyachnykh summ osadkov, temperatury vozdukha i uprugosti vodyanogo para v vozdukhe na meteostantsiyakh Rossii. Svidetelstvo o gosudarstvennoy registratsii bazy dannykh № 2015620394. Description of the dataset the monthly precipitation totals, air temperature and vapor pressure in the air at the meteorological stations of Russia. The certificate of state registration database No. 2015620394. http://meteo.ru/data. [In Russian].
- 7. *Lednik Djankuat (Tsentralnyi Kavkaz)*. The Djankuat Glacier (Central Caucasus). Leningrad: Gidrometeoizdat, 1978: 184 p. [In Russian].

- Ледники Актру (Алтай). Л.: Гидрометеоиздат, 1987. 118 с.
- 11. Ревякин В.С., Галахов В.П., Голещихин В.П. Горноледниковые бассейны Алтая. Томск: изд. Томского университета, 1979. 309 с.
- 12. *Коновалов В.Г.* Таяние и сток с ледников в бассейнах рек Средней Азии. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. 237 с.
- Konovalov V.G. Computations of melting under moraine as a part of regional modeling of glacier runoff // IAHS Publ. № 264. 2000. P. 109–118.
- Konovalov V.G. New approach to estimate water output from regional populations of mountain glaciers in Asia // Geography. Environment. Sustainability. 2015. V. 8. № 2. P. 13–29.
- 15. Коновалов В.Г., Пиманкина Н.В. Пространственновременное изменение составляющих водного баланса на северном склоне Заилийского Алатау // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 4. С. 453–471. doi: 10.15356/2076-6734-2016-4-453-471.
- Hock R. Temperature index melt modelling in mountain areas // Journ. of Hydrology. 2003. V. 282. P. 104–115.
- Душкин М.А., Олейник И.Я. Абляция ледников Актру и ее зависимость от положительных температур воздуха // Гляциология Алтая. 1967. Вып. 5. С. 22–41.
- Паромов В.В. Ресурсы речного стока бассейна верхней Оби (современная оценка и тенденции изменения). Томск: изд. ТГУ, 2002. 113 с.
- Xu C.-Y., Singh V.P. Dependence of evaporation on meteorological variables at different time-scales and intercomparison of estimation methods // Hydrological Processes. 1998. V. 12. P. 429–442.
- 20. A Regional, Electronic, Hydrographic Data Network for Russia. http://www.R-ArcticNET.sr.unh.edu
- 21. *Bodo B.A.* Monthly Discharges for 2400 Rivers and Streams of the former Soviet Union [FSU]. July, 2000.
- Shiklomanov A.I., Lammers R.B. Record Russian river discharge in 2007 and the limits of analysis // Environment Research Letter. 2009. doi: 10.1088/1748-9326/4/4/045015.
- Государственный водный кадастр, 1997–2007. Ежегодные данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши. Ч. 1. Т. 1. Вып. 26. Ростов-на-Дону, 2000–2009. 214 с.
- 24. Global Glacier Change Bulletin. № 1 / Eds.: M. Zemp, I. Gärtner-Roer, S.U. Nussbaumer, F. Hüsler, H. Machguth, N. Mölg, F. Paul, and M. Hoelzle. World Glacier Monitoring Service. Zürich, Switzerland, 2015. 230 p. doi: 10.5904/wgmsfog-2015-11.
- 25. *Щетинников А.С.* Морфология и режим ледников Памиро-Алая. Ташкент: изд. САНИГМИ, 1988. 219 с.
- 26. Поповнин В.В., Резепкин А.А., Тиелидзе Л.Г. Разрастание поверхностной морены на языке ледника

- Lednik Maruh (Zapadnyi Kavkaz). The Marukh Glacier (Western Caucasus). Leningrad: Gidrometeoizdat, 1988: 254 p. [In Russian].
- Materialy nablyudeniy na gorno-lednikovykh basseynakh MGD v Sovetskom Soyuze. Materials of observations in mountain-glacial basins of IHD in the Soviet Union. Issue 1. 1965–1969. Eds.: N.A. Bochin, A.N. Krenke. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1980: 236 p. Issue 2. 1969–1974. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1987: 301 p. [In Russian].
- 10. *Ledniki Aktru (Altay)*. Aktru Glaciers (Altay). Leningrad: Gidrometeoizdat, 1987: 118 p. [In Russian].
- Revyakin V.S., Galakhov V.P., Goleshchikhin V.P. Gornolednikovye basseyny Altaya. Mountain-glacial basins of Altai. Tomsk: Tomsk University Publishing, 1979: 309 p. [In Russian].
- 12. Konovalov V.G. Tayanie i stok s lednikov v basseynakh rek Sredney Azii. Melting and glacier runoff in Central Asia river basins. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1985: 237 p. [In Russian].
- 13. *Konovalov V.G.* Computations of melting under moraine as a part of regional modeling of glacier runoff. IAHS Publ. 2000, 264: 109–118.
- Konovalov V.G. New approach to estimate water output from regional populations of mountain glaciers in Asia. Geography. Environment. Sustainability. 2015, 8 (2): 13–29.
- Konovalov V.G., Pimankina N.V. Spatial-temporal variability of water balance components in the northern slope of Ile Alatau. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2016, 56 (4): 453–471. doi: 10.15356/2076-6734-2016-4-453-471. [In Russian].
- 16. *Hock R*. Temperature index melt modelling in mountain areas. Journ. of Hydrology. 2003, 282:104–115.
- 17. Dushkin M.A., Oleynik I.Ya. Ablation of Aktru glaciers and its dependence on the positive air temperature. *Glyatsiologiya Altaya*. Glaciology of the Altai region. 1967, 5: 22–41. [In Russian].
- Paromov V.V. Resursy rechnogo stoka basseyna verkhney Obi (sovremennaya otsenka i tendentsii izmeneniya). Resources of river runoff of the upper Ob basin (modern estimation and trends). Tomsk:Tomsk University Publishing, 2002: 113 p. [In Russian].
- 19. Xu C.-Y., Singh V.P. Dependence of evaporation on meteorological variables at different time-scales and intercomparison of estimation methods. Hydrological Processes, 1998, 12: 429–442.
- 20. A Regional, Electronic, Hydrographic Data Network for Russia. http://www.R-ArcticNET.sr.unh.edu
- 21. *Bodo B.A.* Monthly Discharges for 2400 Rivers and Streams of the former Soviet Union [FSU]. July, 2000.
- Shiklomanov A.I., Lammers R.B. Record Russian river discharge in 2007 and the limits of analysis. Environ. Research Letter, 2009. doi: 10.1088/1748-9326/4/4/045015.
- 23. Gosudarstvennyi vodnyi kadastr, 1997–2007. Eghegodnye dannye o regime i resursakh poverkhnostnykh vod sushi. The state water cadastre, 1997–2007. Annual data on the regime and resources of surface land waters. Part. 1. V. 1. Issue 26. Rostov-on-Don, 2000–2009: 214 p. [In Russian].
- 24. Global Glacier Change Bulletin. No. 1. Eds.: M. Zemp, I. Gärtner-Roer, S.U. Nussbaumer, F. Hüsler, H. Machguth, N. Mölg, F. Paul, M. Hoelzle. World Glacier Monitoring Service, Zürich, Switzerland. 2015: 230 p. doi: 10.5904/wgms-fog-2015-11.

Джанкуат за период прямого гляциологического мониторинга // Криосфера Земли. 2015. Т. XIX. № 1. С. 89–98.

- Gardelle J., Berthier E., Arnaud Y., Kääb A. Regionwide glacier mass balances over the Pamir-Karakoram-Himalaya during 1999–2011 // The Cryosphere. 2013. V. 7. P. 1263–1286. doi: 10.5194/tc-7-1263-2013.
- 28. *Карасев И.Ф., Чижов А.Н.* О точности определения стока по гидрометрическим данным // Метеорология и гидрология. 1969. № 2. С. 78–84.
- Nuimura T., Sakai A., Taniguchi K., Nagai H., Lamsal D., Tsutaki S., Kozawa A., Hoshina Y., Takenaka S., Omiya S., Tsunematsu K., Tshering P., Fujita K. The GAMDAM glacier inventory: a quality-controlled inventory of Asian glaciers // The Cryosphere. 2015. № 9. P. 849–864. doi: 10.5194/tc-9-849-2015.
- RGI Consortium, 2017, Randolph Glacier Inventory (RGI) – A Dataset of Global Glacier Outlines: Version 6.0. Technical Report, Global Land Ice Measurements from Space, Boulder, Colorado, USA. Digital Media. doi: https://doi.org/10.7265/N5-RGI-60.
- WGMS and NSIDC, 1999. Updated 2012. World Glacier Inventory. Compiled and made available by the World Glacier Monitoring Service, Zurich, Switzerland, and the National Snow and Ice Data Center, Boulder CO, U.S.A. doi: 10.7265/N5/NSIDC-WGI-2012-02.
- 32. Guo Wanqin, Liu Shiyin, Xu Junli, Wu Lizong, Shangguan Donghui, Yao Xiaojun, Wei Junfeng, Bao Weijia, Yu Pengchun, Liu Qiao, Jiang Zongli. The second Chinese glacier inventory: data, methods and results // Journ. of Glaciology. 2015. V. 61. № 226. P. 357–372. doi: 10.3189/2015JoG14J209.
- 33. Paul F., Frey H., Le Bris R. A new glacier inventory for the European Alps from Landsat TM scenes of 2003: challenges and results // Annals of Glaciology. 2011. V. 52 (59). P. 144–152. doi: 10.3189/172756411799096295/.
- 34. Nagai H., Fujita K., Sakai A., Nuimura T., Tadono T. Comparison of multiple glacier inventories with a new inventory derived from high-resolution ALOS imagery in the Bhutan Himalaya // The Cryosphere. 2016. V. 10. P. 65–85. doi: 10.5194/tc-10-65-2016.
- 35. Pfeffer W.Tad, Arendt A.A., Bliss A., Bolch T., Cogley J.G., Gardner A.S., Hagen J-O., Hock R., Kaser G., Kienholz C., Miles E.S., Moholdt G., Molg N., Paul F., Radic V., Rastner P., Raup B.H., Rich J., Sharp M.J. The Randolph Glacier Inventory: a globally complete inventory of glaciers // Journ. of Glaciology. 2014. V. 60. № 221. P. 537–552. doi: 10.3189/2014JoG13J176.
- 36. *Лурье П.М.* Водные ресурсы и водный баланс Кавказа. Санкт-Петербург: Гидрометеоиздат, 2002. 502 с.

- 25. Shchetinnikov A.S. Morfologiya i reghim lednikov Pamiro-Alaya. Morphology and regime of glaciers in the Pamir-Alay. Tashkent: SANIGMI Publishing, 1988: 219 p. [In Russian].
- Popovnin V.V., Rezepkin A.A., Tielidze L.G. The expansion of the surface moraine on the glacier tongue Djankuat for the period direct glaciological monitoring. *Kriosfera Zemli*. Earth Cryosphere. 2015, 19 (1): 89–98. [In Russian].
- Gardelle J., Berthier E., Arnaud Y., and A. Kääb. Region-wide glacier mass balances over the Pamir-Karakoram-Himalaya during 1999–2011. The Cryosphere. 2013, 7: 1263–1286. doi: 10.5194/tc-7-1263-2013.
- Karasev I.F., Chighov A.N. On the accuracy of flow measurement by hygrometry data. *Meteorologiya i Gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 1969, 2: 78– 84. [In Russian].
- Nuimura T., Sakai A., Taniguchi K., Nagai H., Lamsal D., Tsutaki S., Kozawa A., Hoshina Y., Takenaka S., Omiya S., Tsunematsu K., Tshering P., Fujita K. The GAMDAM glacier inventory: a quality-controlled inventory of Asian glaciers. The Cryosphere. 2015, 9: 849–864. doi: 10.5194/tc-9-849-2015.
- RGI Consortium, 2017, Randolph Glacier Inventory (RGI) – A Dataset of Global Glacier Outlines: Version 6.0. Technical Report, Global Land Ice Measurements from Space, Boulder, Colorado, USA. Digital Media. doi: https://doi.org/10.7265/N5-RGI-60.
- WGMS and NSIDC, 1999. Updated 2012. World Glacier Inventory. Compiled and made available by the World Glacier Monitoring Service, Zurich, Switzerland, and the National Snow and Ice Data Center, Boulder CO, U.S.A. doi: 10.7265/N5/NSIDC-WGI-2012-02.
- Guo Wanqin, Liu Shiyin, Xu Junli, Wu Lizong, Shangguan Donghui, Yao Xiaojun, Wei Junfeng, Bao Weijia, Yu Pengchun, Liu Qiao, Jiang Zongli. The second Chinese glacier inventory: data, methods and results. Journ. of Glaciology. 2015, 61 (226): 357–372. doi: 10.3189/2015JoG14J209.
- Paul F., Frey H., Le Bris R. A new glacier inventory for the European Alps from Landsat TM scenes of 2003: challenges and results. Annals of Glaciology. 2011, 52 (59): 144–152. doi: 10.3189/172756411799096295.
- 34. Nagai H., Fujita K., Sakai A., Nuimura T., Tadono T. Comparison of multiple glacier inventories with a new inventory derived from high-resolution ALOS imagery in the Bhutan Himalaya. The Cryosphere. 2016, 10: 65–85. doi: 10.5194/tc-10-65-2016.
- 35. Pfeffer W.Tad, Arendt A.A., Bliss A., Bolch T., Cogley J.G., Gardner A.S., Hagen J-O., Hock R., Kaser G., Kienholz C., Miles E.S., Moholdt G., Molg N., Paul F., Radic V., Rastner P., Raup B.H., Rich J., Sharp M.J. The Randolph Glacier Inventory: a globally complete inventory of glaciers. Journ. of Glaciology. 2014, 60 (221): 537–552. doi: 10.3189/2014JoG13J176.
- Lurie P.M. Vodnye resursy i vodnyi balans Kavkaza. Water resources and water balance of Caucasus. Saint-Petersburg: Hydrometeoizdat, 2002: 502 p. [In Russian].

Снежный покров и снежные лавины

УДК 551.321.7+551.322

doi: 10.15356/2076-6734-2018-1-41-55

Микроэлементный и изотопный состав снежного покрова Катунского природного биосферного заповедника (Республика Алтай)

© 2018 г. Т.С. Папина^{1*}, А.Н. Эйрих¹, Н.С. Малыгина¹, С.С. Эйрих¹, О.В. Останин², Т.В. Яшина³

^{1*}Институт водных и экологических проблем СО РАН, Барнаул, Россия; ²Алтайский государственный университет, Барнаул, Россия; ³Государственный природный биосферный заповедник «Катунский», Усть-Кокса, Россия *tanya.papina@mail.ru

Microelement and stable isotopic composition of snowpack in the Katunsky Biosphere Reserve (Altai Republic)

T.S. Papina^{1*}, A.N. Eirikh¹, N.S. Malygina¹, S.S. Eyrikh¹, O.V. Ostanin², T.V. Yashina³

^{1*}Institute for Water and Environmental Problems SB RAS, Barnaul, Russia; ²Altai State University, Barnaul, Russia; ³State Nature Biosphere Reserve «Katun», Ust-Koksa, Russia

*tanya.papina@mail.ru

Received February 1, 2017

Accepted September 7, 2017

Keywords: Katunsky Biosphere Reserve, microelements composition, snowpack, stable isotopic of oxygen and hydrogen.

Summary

The present-day regional level of various trace elements contents together with characteristics of isotopic composition was for the first time estimated in seasonal snow cover of Altai. As a background territory, the State Nature Biosphere reserve «Katunsky» had been chosen. This reserve is included into the World network of biosphere reserves under the UNESCO Program «Man and biosphere». The route snow survey had been carried out at the end of February 2014 since this is a period of maximum snow accumulation. The snow survey involved evaluation of snow storages, stratigraphic analysis of the snow cover, and laver-by-laver snow sampling for analysis of its trace element and isotopic compositions. Isotopic and stratigraphic analysis of visually selected layers of the snow cover revealed substantial variation in the values of δ^{18} O and δ D (the maximum difference between layers was 120.1 and 15.3 ‰, respectively), while devc changed within the range from 5.6 to 16.6 ‰. The weighted-mean values of the snowpack isotopic composition are the following: $\delta^{18}O = -24.9$ and $\delta D = -188.9$ ‰, and the isotopic ratio of oxygen and deuterium is described by the equation $\delta D = 8,3\delta^{18}O + 18.9$. The analysis of microelement composition of the snow samples made with the use of the crustal enrichment factor (EFc) and correlation matrix allowed determination of elements (Ba, Be, V, Co, Li, Mn, Ni, Sr, Tl, Th, U µ Cs) released into the atmosphere above the territory under investigation mainly with particles of fly ash, in which the ratio of elements corresponds to the regional natural sources - soils and underlying rocks. It was shown that the main part of elements Ag, As, Bi, Cu, Mo, Sb, Zn come preferably from anthropogenic sources which are non-ferrous metallurgy enterprises of East Kazakhstan and pits of operating and abandoned mines of Rudny Altai.

Citation: Papina T.S., Eirikh A.N., Malygina N.S., Eyrikh S.S., Ostanin O.V., Yashina T.V. Microelement and stable isotopic composition of snowpack in the Katunsky Biosphere Reserve (Altai Republic). *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2018. 58 (1): 41–55. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2018-1-41-55

Поступила 1 февраля 2017 г.

Принята к печати 7 сентября 2017 г.

Ключевые слова: Катунский природный биосферный заповедник, микроэлементный состав, снежный покров, стабильные изотопы кислорода и водорода.

По наблюдениям зимой 2013/14 г. оценён современный фоновый уровень содержания широкого спектра микроэлементов в сезонном снежном покрове Алтая и изучены особенности изменения его изотопного состава. С помощью расчётных коэффициентов «обогащения» определены элементы (Ba, Be, V, Co, Li, Mn, Ni, Sr, Tl, Th, U и Cs), поступающие в основном в составе золы уноса при сжигании углей и имеющие схожие с природными источниками соотношения данных металлов, тогда как основные источники поступления Ag, As, Bi, Cu, Mo, Sb и Zn – это предприятия цветной металлургии и шламоотвалы горнодобывающих карьеров Рудного Алтая.

Введение

Анализ микроэлементного и изотопного состава снежного покрова активно используют как для расчёта вклада трансграничного атмосферного переноса веществ и влаги в изучаемый район, так и для экологической оценки территории исследования [1-5]. Согласно данным многих исследователей, поступившие в атмосферу химические вещества могут переноситься на значительные расстояния в составе аэрозолей, которые, представляя собой центры конденсации атмосферной влаги, в умеренном климате в 80% случаев выпадают на поверхность земли в составе атмосферных осадков [6-10]. В отличие от атмосферных осадков устойчивый снежный покров умеренных и полярных широт может характеризовать интегральное сезонное (за зимний период) поступление загрязняющих веществ как с атмосферными осадками, так и при их сухом осаждении. При этом изотопный состав кислорода (δ^{18} O) и водорода (δ^2 H) снежного покрова может содержать важную информацию не только о климатических изменениях условий окружающей среды, но и об источниках исходной влаги, выпадающей на изучаемую территорию в виде осадков [11–14].

В Пятом докладе I Рабочей группы МГЭИК [15] значительное внимание уделено оценке региональных изменений окружающей среды, так как именно совокупность региональных оценок и прогнозов этих изменений даёт наиболее точный общий глобальный прогноз. При оценке региональных изменений особое значение имеет выбор фоновых площадок, изучение которых позволяет получать усреднённые достоверные экологические и климатические характеристики региона в целом. К таким фоновым площадкам, в первую очередь, можно отнести территории природных заповедников, а также малонаселённые районы, не испытывающие высокой антропогенной нагрузки. Изучение снежного покрова территорий, не подверженных прямой антропогенной нагрузке, весьма актуально при оценке региональных климатических и экологических условий, так как позволяет наиболее точно оценивать и прогнозировать развитие гидрологических и экологических процессов в регионе.

Цель наших исследований — изучение изотопного и микроэлементного состава снежного покрова Государственного природного биосферного заповедника «Катунский» (Республика Алтай), не испытывающего локальной антропогенной нагрузки, для оценки значений регионального фона и идентификации возможных источников эмиссии загрязняющих веществ, поступающих в атмосферу Республики Алтай и прилегающих к ней территорий.

Район исследований

Государственный природный биосферный заповедник «Катунский», расположенный на склонах Катунского хребта (Центральный Алтай) в высотном интервале 1000-3100 м и включённый во Всемирную сеть биосферных резерватов Программы ЮНЕСКО «Человек и биосфера», - перспективный район для изучения региональных экологических условий Алтая и прилегающих к нему равнин. Климат Центрального Алтая имеет хорошо выраженный сезонный характер, на формирование которого влияют его географическое положение и сложный рельеф. В результате взаимодействия термических, динамических и орографических факторов, а также преобладания зимой азиатского антициклона, а летом барической депрессии климат Центрального Алтая характеризуется как умеренно-континентальный, с холодной зимой и тёплым летом. В зимний период господствуют преимущественно континентальные арктические воздушные массы, которые приносят холодный воздух с низкой температурой, а северо-западные и западные воздушные массы низкого давления служат источниками обильных снегопадов.

На территории заповедника в рамках реализации Федерального закона «Об особо охраняемых природных территориях» от 14 марта 1995 г. № 33-ФЗ и приказа Федеральной службы по надзору в сфере природопользования от 18.06.2007 г. № 169 в 2007 г. были организованы наблюдения за снежным покровом согласно «Методическим рекомендациям по организации научно-исследовательской и научно-технической деятельности государственных природных заповедников и национальных парков». С 2010 г. на территории заповедника реализуется полная система наблюдений за снежным покровом в соответствии с методикой, разработанной для особо охраняемых природных территорий Алтае-Саянского экорегиона [16]. В рамках мониторинга на территории заповедника



Рис. 1. Территория Государственного природного биосферного заповедника «Катунский» (*a*) и маршрут снегомерной съёмки (*б* – цифрами обозначены точки отбора) в долине р. Мульта (Катунский хребет) *1* – район исследования; *2* – территория Государственного природного биосферного заповедника «Катунский»; *3* – снегопункты; *4* – снегомерный маршрут

Fig. 1. The territory of the State Nature Biosphere Reserve «Katunsky» (*a*) and snow survey route with sampling points (*b*) in the valley of Multa River (Katunsky Ridge)

1 – study area; 2 – territory of the State Natural Biosphere Reserve "Katunsky"); 3 – sampling points; 4 – sampling route

заложено три линейных маршрута со снегопунктами в долинах рек Мульта (рис. 1), Кураган и Казиниха, а также три индивидуальных снегопункта.

Методы исследования

Отбор проб. 18–19 февраля 2014 г. в бассейне р. Мульта проведена маршрутная снегомерная съёмка, которая сопровождалась отбором проб снега для исследования его изотопного и микроэлементного состава. Маршрут проходил от кордона Среднего Мультинского озера вверх по р. Мульта до участка между развилкой к Поперечному и Верхнему Мультинскому озёрам (см. рис. 1). По ходу маршрута заложено четыре снегопункта. На каждом из них были разбиты по две снегомерные площадки, находящиеся одна напротив другой. Общая протяжённость маршрута составила 7 км.

Для изучения изотопного и микроэлементного состава сезонного снега в пределах каждой из восьми снегомерных площадок были пройдены шурфы и выполнен отбор интегральных проб снега (отбирались по две пробы на каждой площадке) на всю глубину залегания снежного покрова. Вместе с интегральными пробами в каждом снегопункте на одной из снегомерных площадок дополнительно пробирками отбирали образцы снега из средней части визуально выделенных горизонтов шурфа (для каждого горизонта формировалась составная проба из 3–5 проб), при этом для нижнего горизонта составляющие объединённой (составной) пробы на изотопный анализ были взяты как из центральной, так и самых нижних частей горизонта. Пробы снега упаковывали в чистые полиэтиленовые мешки и до начала анализа хранили в замороженном виде. Для исключения возможного загрязнения пробы снега отбирали в пластиковых чистых перчатках, а в шурфах использовали пластиковые лопаты и керамические ножи, предварительно отмытые сначала в растворе 0,1 N азотной кислоты, а затем в бидистиллированной воде.

Анализ изотопного и микроэлементного состава. Пробы снега анализировали в Химико-аналитическом центре Института водных и экологических проблем СО РАН. Непосредственно перед инструментальным анализом образцы снега переносили в закрытые специально подготовленные пластиковые контейнеры [17] и плавили при комнатной температуре. Для определения изотопного (δD и $\delta^{18}O$) состава 10 мл талой снеговой воды фильтровали через мембранный фильтр (с использованием стерильных шприцов и шприцевых насадок Minisart NML Plus) с диаметром пор 0,45 мкм, из фильтрата отбирали пять параллельных проб и анализировали методом лазерной абсорбционной ИК-спектрометрии на приборе Picarro L2130-i (WS-CRDS). Точность измерения δD и $\delta^{18}O$ (1 σ , n = 5) составила ± 0.4 и ±0,1 % соответственно. В качестве внутренних стандартов использовали пробы природной воды (поверхностная и подземная воды бассейна Верхней Оби), откалиброванные относительно международных стандартов V-SMOW и V-GISP.

При определении микроэлементов для исключения дополнительного загрязнения пробы не фильтровали, а сразу после плавления подкисляли свежеперегнанной в аппарате Subboiling Distillation System DST-1000 азотной кислотой марки о.с.ч. до рН ≤ 2 [18]. Влияние лабораторного фона (химическая посуда, квалификация реактивов и др.) контролировали с помощью «холостого» определения [19], значение которого учитывали при расчётах. Концентрацию микроэлементов (Al, Ag, As, Ba, Be, Bi, Cd, Co, Cr, Cs, Cu, Fe, Li, Mn, Mo, Ni, Pb, Sb, Sn, Sr, Th, Te, Tl, Rb, U, V, Zn) в пробах снега определяли методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS, прибор ICAP-Q_c). По мнению многих авторов [1-4, 20, 21], данный многоэлементный и высокочувствительный метод анализа эффективен при изучении объектов окружающей среды, в первую очередь при определении ультранизких концентраций микроэлементов в снеге и кернах льда.

Расчёт коэффициента обогащения. Для оценки вклада природных и антропогенных источников эмиссии загрязняющих веществ (микроэлементов) на практике широко используют приём нормирования и последующего расчёта коэффициента обогащения К_о [22]. Коэффициент K_0 обычно определяется как отношение нормированного по Fe (Al, Sc, Ca и др.) содержания определяемого металла в окружающей среде изучаемой территории к нормированному значению его средней концентрации в земной коре (а при наличии надёжных данных регионального фона – к нормированной региональной фоновой концентрации), основываясь на предположении, что источником так называемых «почвенных элементов» служит только материал земной коры [23]:

 $K_{\rm o} = [C_{\rm M}/C_{\rm Hopm}]$ снег/ $[C_{\rm M}/C_{\rm Hopm}]$ земная кора (почва), где $C_{\rm M}$ – концентрация металла; $C_{\rm Hopm}$ – концентрация нормирующего элемента.

Приём нормирования позволяет оценить вклад природной и антропогенной составляющих на поступление металлов в окружающую среду изучаемого региона и определить наиболее загрязнённые его участки. Так, при значениях коэффициентов обогащения в интервале 0,1–10 основные источники поступления веществ почва или подстилающие породы; элементы с коэффициентами обогащения от 10 до 100 считаются умеренно обогащёнными, при этом источниками поступления этих элементов могут быть как почва или подстилающие породы, так и антропогенные источники. Элементы со значениями коэффициентов обогащения выше 100 относят к высоко обогащённым с высоким вкладом в их поступление антропогенной составляющей [3, 21, 24, 25].

В настоящей работе при расчёте коэффициентов обогащения элементов K_0 использованы значения их глобального фона [20], поскольку для территории Алтая региональный фон подавляющего большинства изучаемых элементов не определён. Кроме того, в зимний период из-за устойчивого снежного покрова вклад наземных природных региональных источников (в первую очередь почво-грунтов) в поступление веществ в атмосферу изучаемого региона незначителен.

Результаты исследований и их обсуждение

Изотопный состав. Территория Катунского заповедника относится к Алтае-Саянской гляциологической области, входящей в Атлантико-Евразийскую провинцию, испытывающую влияние Атлантического океана [26, 27], который для данной территории – основной источник влаги. Результаты анализа изотопного состава 16 интегральных проб снежного покрова Катунского заповедника показали, что значения δ^{18} О варьировали в пределах 7 ‰ (от -21,4 до -28,3 ‰), а δD – в пределах 57 ‰ (от -159,6 до -216,8 ‰) (рис. 2). Полученные результаты хорошо согласуются с ранее опубликованными для снежного покрова и фирна массива горы Белуха [28, 29], также расположенного на склонах Катунского хребта.

Локальная линия метеорных вод (ЛЛМВ), построенная по данным изотопного состава интегральных проб снега, имела следующий вид: $\delta D = 8,3 \delta^{18}O + 18,9 (R^2 = 0,99)$ (см. рис. 2), что несколько отличается от глобальной линии метеорных вод (ГЛМВ), описываемой уравнением $\delta^2 D = 8 \delta^{18}O + 10$ [30]. Отклонение полученных нами результатов от ГЛМВ и вариации значения d_{exc} (от 7,7 до 12,1 %) позволяют предположить наличие фракционирования изотопного состава снежного покрова в течение зимнего периода. Отметим, что значения $\delta^{18}O$ и δD в пробах I, II и IV снегопунктов были смещены относительно ГЛМВ влево, а III – вправо. Аналогичное отличие наблюдалось и для d_{exc} : для снегомерных площадок I, II и IV снегопунктов расчётные величины были равны или превышали значения для ГЛМВ (10%), а для третьего они были немного ниже (8,3 и 9,6%). Такие (хоть и незначительные) отличия изотопных значений для снегомерных площадок снегопункта III, на наш взгляд, могут быть связаны с их отличительными локальными природно-климатическими условиями, например, с близким расположением к кромке леса с подветренной стороны.

Послойный анализ показал существенное варьирование значений стабильных изотопов в снежном покрове: от −17,5 до −32,8 ‰ для δ¹⁸О и от -135,3 до -255,4 ‰ для бD; d_{ехс} изменялся от 5,6 до 16,6 %. При этом изотопно наиболее лёгкими были верхние слои, а изотопно тяжёлыми – глубинные, что, в первую очередь, может быть связано с относительно высокими температурами приземного воздуха во время выпадения снега в начале зимнего периода, так как зимой 2013/14 г. среднемесячная температура октября, по данным метеостанции Кара-Тюрек, расположенной на расстоянии не более 50 км от места отбора проб, была на 5-15 °C выше, чем в ноябре-феврале [31]. То, что в Алтайском регионе в отличие от тёплого периода года изотопный состав зимних атмосферных осадков имеет статистически значимую зависимость от температуры приземного воздуха, показано нами ранее. Согласно [32], основной источник атмосферной влаги на Алтае в этот период – поверхностные воды Атлантики, а зависимость изотопного состава осадков от температуры аппроксимируется линейным уравнением $\delta^{18}O = 0.58T_{sfc} - 16.9\%$



Рис. 2. Значения изотопного состава δ¹⁸O и δD в пробах снежного покрова территории бассейна р. Мульта. Локальные линии метеорных вод: по данным интегральных проб (белые кружки); по нижним слоям глубинной изморози (чёрные кружки)

Fig. 2. The values of the isotopic composition of δ^{18} O and δ D in samples of snow cover in the Multa River basin. Local lines of meteoric waters: integrative samples (white circles); low lays of rime (black circles)

Характеристика снежной толщи и её мощность	δ ¹⁸ O, ‰	δD, ‰	d _{exc} , %0
Свежевыпавший снег, 2–3 см	$-29,3\pm 5,3$	$-226,3\pm45,8$	8,1±3,3
Уплотнённый метелевый, 8-22 см	$-29,1\pm 4,1$	$-223,2\pm 31,0$	9,6±0,2
Среднезернистый, 17-25 см	$-25,9 \pm 3,8$	$-196,4\pm 30,5$	$10,8 \pm 0,1$
Крупнозернистый, 16-47 см	$-25,0\pm 3,3$	$-189,5\pm 26,6$	$10,5 \pm 0,5$
Глубинная изморозь, 15–25 см	$-19,9\pm 2,0$	$-146,6\pm 18,5$	12,6±2,4

Таблица 1. Средние значения и варьирование соотношений изотопного состава δ¹⁸О и δD в слоях снежного покрова на территории Катунского заповедника

 $(R^2 = 0,75)$, где T_{sfc} – средняя за время выпадения осадков температура приземного воздуха, °С.

В табл. 1 приведены средние значения и варьирование δ^{18} O и δ D в идентичных визуально выделенных горизонтах снежного покрова четырёх снегопунктов. Данные табл. 1 показывают, что только изотопный состав нижнего слоя глубинной изморози статистически значимо отличается от изотопного состава расположенных выше слоёв снежной толщи. Формирование изморози в самых нижних изотопно утяжелённых слоях (5-10 см от поверхности земли), по нашему мнению, может быть связано с поступлением в них почвенной влаги. На это указывают значения дейтериевого эксцесса ($d_{exc} = 12,6\%$, см. табл. 1) и угла наклона изотопных соотношений (см. рис. 2), рассчитанных для нижних слоёв снежного покрова, что соответствует диффузному переносу влаги из почвы [13, 33]. Учитывая среднюю глубину залегания снежного покрова, можно предположить, что максимальный вклад диффузного переноса влаги из почвы в снежный покров изучаемого региона за зимний период не превышал 5-10% количества выпавших осадков.

Микроэлементный состав атмосферных осадков (в нашем случае снежного покрова) широко используют для оценки уровня загрязнённости атмосферы, так как концентрация химических веществ в атмосферных осадках напрямую связана с их концентрацией в атмосферном воздухе [34]. При этом как состав микроэлементов, так и их повышенные концентрации служат селективными индикаторами эмиссии веществ, поступающих в атмосферу в результате антропогенной активности [35]. Например, поступление Se в атмосферу происходит главным образом при сжигании угля, а таких металлов, как Cu, Zn и Cd, - при сжигании нефти и угля. Вместе с тем Al, Fe и Mn не имеют доминантных антропогенных источников, и их поступление в атмосферу связано преимущественно с природными источниками — частицами почвы и подстилающих пород, в которых эти металлы превалируют [36]. Поэтому, изучая соотношения металлов в атмосферных осадках (или снежном покрове) и их связь с так называемыми «элементами земной коры» (Al, Fe), можно идентифицировать источники загрязнения и оценить их вклад в общее содержание определяемых металлов в осадках за время их выпадения (или в снежном покрове за период снегонакопления).

Анализ микроэлементного состава снежного покрова Катунского заповедника показал, что концентрации большинства металлов в интегральных пробах I, II и IV снегопунктов имеют довольно близкие значения, в то время как в интегральных пробах III снегопункта для всех определяемых элементов, кроме Cd, Mo, Sb и Zn, фиксируются их максимальные значения (табл. 2). Причину такого различия объяснить трудно, возможно это связано с аэродинамическими особенностями III снегопункта, а именно: с задержкой аэрозольных частиц у кромки леса и их более интенсивным, относительно открытой местности, оседанием в снежный покров.

Средние содержания микроэлементов в снежном покрове Катунского заповедника (см. табл. 2) можно рассматривать как оценочные значения фоновых уровней их содержания в сезонном снеге Алтайского региона, которые могут уточняться по мере накопления натурных данных на изучаемой территории в последующие годы. Полученные нами значения (табл. 3) хорошо согласуются с результатами исследований содержания тяжёлых металлов в сезонном снеге (Al, Cd, Fe, Pb и Zn) [5] и фирновом и ледниковом керне Миаэргу (Ba, Bi, Cd, Cu, Mo, As, Pb, Sb, Tl, Cr) [25] в восточном Тянь-Шане, в то время как содержания металлов в фирновых и ледниковых кернах Урумчи и Иныльчек, расположенных в центральной и западной ча-

	Снегопункты				Среднее по всем	Прадад
Элементы	Ι	II	III	IV	снегопунктам4*	обнаружения
	$(n=4)^{3*}$	(<i>n</i> = 4)	(<i>n</i> = 4)	(<i>n</i> = 4)	$\pm S_r (n=16)$	оонаружения
Δ1	89	81	138	104	103+37	0.09
	68-110	54-97	73–175	65-142	105±57	0,07
Ba	$\frac{3,0}{1,1,4,9}$	$\frac{1,5}{0.8,2.7}$	$\frac{3,4}{20,66}$	$\frac{1,3}{0.5,2.9}$	2,3±1,0	0,01
	1,1-4,9	0,0-2,7	2,0-0,0	6,5-2,9		
Be ^{2*}	$\frac{0}{4-8}$	4-6	$\frac{10}{5-19}$	$\frac{0}{3-10}$	7±2	1
V	$\frac{0,12}{0,08-0,17}$	$\frac{0,11}{0,11-0,12}$	$\frac{0,31}{0,15-0,64}$	$\frac{0,14}{0,06-0,35}$	0,17±0,09	0,006
Bi ^{2*}	$\frac{11}{8-13}$	$\frac{9}{6-1}$	$\frac{14}{9-28}$	$\frac{8}{6-11}$	10±2	1
Fe	85	73	122	96	94+41	0.5
	55-110	52-105	83-147	72–115	, i_ii	0,5
Cd	0,04	0,039	0,054	0,11	0.061 ± 0.034	0.001
	0,025-0,058	0,018-0,082	0,038-0,094	0,021-0,35	-,	-,
Co	$\frac{0,058}{0,020,0,004}$	$\frac{0,044}{0,024,0,057}$	$\frac{0,102}{0,0(2,0,10)}$	$\frac{0,053}{0,020,0,11}$	$0,064 \pm 0,026$	0,001
	0,038-0,084	0,034-0,057	0,062-0,19	0,030-0,11		,
Li	$\frac{0,074}{0,043-0,114}$	$\frac{0,075}{0,057-0,104}$	$\frac{0,197}{0,098-0,397}$	$\frac{0,102}{0,061-0,15}$	$0,112{\pm}0,058$	0,001
	2,6	2,6	11,5	3,9	5 1 4 2	0.002
Mn	1,6-4,0	2,1-3,3	7-22	1,5-9,8	5,1±4,3	0,003
Cu	1,2	0,7	1,9	0,8	1.2+0.5	0.006
Cu	0,9–1,6	0,4-1,3	0,8-4,2	0,5-1,4	1,2±0,5	0,006
Ma	0,040	0,020	0,020	0,020	0.026±0.000	0.001
IVIO	0,029-0,051	0,016-0,040	0,020-0,030	0,014-0,024	0,020±0,009	0,001
A c	0,19	0,19	0,24	0,18	0.100 ± 0.026	0.001
	0,14-0,24	0,18-0,19	0,18-0,37	0,11-0,33	0,199±0,020	0,001
Ni	0,26	0,27	0,59	0,31	0.36+0.16	0.006
	0,16-0,36	0,18-0,39	0,35-1,1	0,13-0,69	0,50±0,10	0,000
Rb	0,2	0,18	0,75	0,26	0 35+0 27	0.001
	0,13-0,28	0,12-0,3	0,33–1,6	0,1-0,62	0,00±0,27	0,001
Ph	1,9	1,4	3,6	4,1	2 7+1 3	0.003
	1,6-2,3	1,1-1,7	1,9–7,9	0,95–12,6	-,/=1,0	
Ag	0,010	0,022	0,015	0,009	0.014 ± 0.006	0.001
	0,005-0,014	0,009-0,042	0,008-0,020	0,004-0,013	.,	- ,
Sr	$\frac{0,7}{0,42,0,04}$	0,7	$\frac{1,3}{0,0,2,4}$	$\frac{1.6}{0.25 \cdot 5.1}$	1,1±0,5	0,01
	0,43-0,94	0,6-0,8	0,9–2,4	0,35-5,1		-
Sb	$\frac{0,077}{0,053-0,106}$	$\frac{0,049}{0,038-0,072}$	$\frac{0,035}{0,028-0,043}$	$\frac{0,037}{0,029-0,051}$	0,049±0,019	0,001
T1 2*	6	6	9	7	7 1	1
112**	5-8	5-7	6-15	4-9	/±1	1
T1-?*	3	4	10	2	5+2	2
1 112 1	2-5	3-6	5-21	1-3	515	2
I ⊺2*	4	5	14	7	7+4	0.2
0	3-6	4-6	7-28	3-15	/ 4	0,2
Cr	1,9	1,8	1,9	1,8	1.8+0.1	0.00
	1,8–2,0	1,7–1,9	1,8–2,2	1,7–1,9	1,0±0,1	0,09
Cs	$\frac{0,016}{0,011-0,021}$	$\frac{0,017}{0,015-0,019}$	$\frac{0,059}{0,028-0,130}$	$\frac{0,022}{0,012-0,044}$	0,028±0,020	0,001
7	17	6	8,6	7,1	0.014.0	0.02
Zn	10-24	3-15	4,2–18	2,7–11	9,8±4,8	0,02

Таблица 2. Среднее содержание и варьирование концентраций элементов в интегральных пробах снежного покрова бассейна р. Мульта (Катунский заповедник) в зимний сезон 2013/14 г.¹*

^{1*}В числителе – средние значения, в знаменателе – минимальные и максимальные концентрации, мкг/кг; ^{2*}концентрации даны в нг/кг; ^{3*}n – число усредняемых определений; ^{4*} S_r – стандартное отклонение при P = 0.95.

			Снег		Фирновые и ледниковые керны				
		Ι			II			II	
Элементы	Ka	тунский хреб	ет**		Урумчи		Урумчи		
	((2013—2014 гг	.)	(20	(2002—2003 гг.) [5]			02—2003 гг.) [5]
	Me	<i>K</i> _o 1	<i>K</i> _o 2	Me	<i>K</i> _o 1	<i>K</i> _o 2	Me	<i>K</i> _o 1	<i>K</i> _o 2
Al	103	1,0	0,3	100	1,0	0,4	612	1,0	0,4
Ba	2,3	3,6	2,0						
Be	0,007	2,1	1,2						
V	0,17	0,8	0,5				-		
Bi	0,010	162	91						
Fe	94	1,8	1,0	130	2,5	1,0	779	2,5	1,0
Cd	0,061	432	242	0,1	365	143	0,3	357	143
Со	0,064	2,5	1,4						
Li	0,112	3,4	1,9						
Mn	5,1	4,2	2,3						
Cu	1,2	19	10						
Мо	0,026	13	7,6				_		
As	0,20	103	58						
Ni	0,36	3,5	2,0						
Rb	0,35	30	17						
Pb	2,7	150	84	2,4	137	54	19	181	72
Ag	0,014	156	87						
Cr	1,1	2,3	1,3						
Sb	0,049	191	107						
Tl	0,007	9,1	5,1						
Th	0,005	0,3	0,2				-		
U	0,007	2,3	1,3	1					
Cr	1,8	14	7,9	1					
Cs	0,028	7,3	4,1	1					
Zn	9.8	102	57	10	107	42	24	43	17

Таблица 3. Средние содержания микроэлементов (Ме, мкг/кг) и их коэффициенты обогащения по Al (K₀1) и Fe (K₀2) в снеге, фирне и льдах Алтае-Саянской (I) и Тянь-Шанской (II) гляциологических областей Атлантико-Евразийской провинции*

*Жирный шрифт — элементы с высокими коэффициентами обогащения (свыше 100 по K_o1 и свыше 20 по K_o2); прочерк — отсутствие данных; **Результаты данной работы.

стях Тянь-Шаня, были гораздо выше [5, 37]. Превышение концентраций V, Co, Mn, As, Ni, Rb, Th и U в ледниковых пробах Иныльчек и Миаэргу над их значениями для изучаемой территории, по нашему мнению, связано с интенсивным поступлением пылевых частиц из расположенных неподалёку пустынных районов, а также с тем, что основу питания центрально-азиатских ледников составляют осадки летнего периода. Поэтому в первую очередь данные ледники отражают загрязнённость атмосферы в летний период года, а изучаемый нами сезонный снежный покров характеризует загрязнённость атмосферы только в зимний период. Для оценки влияния подстилающих почвогрунтов на снежный покров территории Катунского заповедника изучено вертикальное распределение концентраций микроэлементов в слоях снежной толщи. Известно, что содержание микроэлементов в земной коре на несколько порядков выше их концентраций в природных водах, поэтому основные источники поступления микроэлементов в атмосферу — продукты сжигания топлива и пылевидные частицы промышленного, природного и антропогенного происхождения, а не водяной пар, который служит источником атмосферных осадков. Поэтому мы не изучали кор-



Рис. 3. Вертикальное распределение микроэлементов в слоях снега снегопункта IV (ошибка определения концентраций микроэлементов в слоях 40–60%)

Fig. 3. Vertical distribution of trace elements in the snow layers of the snow point IV (error of the trace elements determination in layers 40-60%)

реляционные зависимости между изотопным составом слоёв снежного покрова и содержанием в них микроэлементов, но при оценке влияния почвенного покрова на содержание микроэлементов в нижних слоях снега учитывали данные изотопного анализа, позволяющие оценить влияние диффузного переноса почвенной влаги.

Начальные условия формирования снежного покрова определяют степень влияния подстилающей поверхности на загрязнение нижних слоёв снега частицами почвы. Если сезонный снежный покров ложится на сухую поверхность почвы, то его нижние слои даже на большом удалении от границы раздела могут быть значительно загрязнены почвенными частицами. Если же снежный покров ложится на замёрзшую влажную почву, то её влияние даже на самые нижние слои снега может быть незначительным. Полученные результаты показали, что почвенный покров влияет на содержание Cd, Mo, As, Pb, Sb, Te в нижних слоях снега (рис. 3, a), в то время как для Ag, Al, Ba, Be, Bi, Co, Cu, Cr, Cs Fe, Mn, Ni, Rb, Sr, Tl, Th, V, U и Zn такого влияния не прослеживалось (см. рис. 3, δ). Несколько повышенные концентрации Cd, Mo, As, Pb, Sb, Te в нижнем слое снежного покрова можно объяснить как их поступлением в составе твёрдых частиц почвы, так и при конденсации почвенной влаги из-за того, что эти элементы относительно летучи или могут образовывать летучие соединения.

Если повышенные содержания микроэлементов в нижних слоях снега можно объяснить влиянием почвенного покрова, то несколько повышенное (хотя для подавляющего большинства повышенное содержание статистически незначимо) содержание элементов в третьем слое (см. рис. 3, глубина 25-50 см) в первую очередь может быть связано с интенсивностью выпадения осадков. Известно, что первые порции атмосферных осадков всегда больше загрязнены относительно последующих [38-40], поэтому в слоях снежного покрова, сформированных обильными снегопадами, при прочих равных условиях (за счёт разбавления последующими чистыми порциями снега), концентрации загрязняющих веществ в целом будут ниже, чем в слоях, сформированных хоть и частыми, но слабыми по интенсивности осадками. Дополнительно отметим, если при сформировавшемся снежном покрове долгое время не выпадает снег, то твёрдые аэрозольные выпадения могут концентрироваться в узком поверхностном слое и при послойном анализе этот слой может иногда заметно увеличить среднюю концентрацию определяемых веществ относительно других горизонтов. В нашем случае третий слой снега мог сформироваться в декабре, который, по данным метеостанций Усть-Кокса и Кара-Тюрек, характеризовался слабыми атмосферными осадками [41].

В отличие от послойного анализа интегральные пробы снежного покрова дают целостную картину поступления загрязняющих веществ на подстилающую поверхность в течение зимнего периода, поэтому для идентификации возможных источников эмиссии загрязняющих веществ в атмосферу Алтая в этот период года использовались данные результатов анализа интегральных проб.

В Алтайском регионе в зимний период при установившемся снежном покрове возможные основные источники поступления микроэлементов в атмосферу – зола уноса и золошлакоотвалы ТЭС и ТЭЦ, дымовые отходы и шлаки действующих предприятий чёрной и цветной металлургии Восточного Казахстана и Кузбасса (не исключено также влияние почво-грунтов удалённых и не покрытых снегом территорий), а снежный покров Катунского заповедника может характеризовать региональный фон их содержания в атмосферном воздухе в холодное время года. Отметим, что в отличие от чёрной и цветной металлургии современные ТЭС выпускают дымовые выбросы через небольшое число очень высоких (более 180 м) труб, поэтому выбрасываемые ими загрязняющие вещества могут рассеиваться в пространстве тропосферы на большие расстояния [42]. Сжигаемые на ТЭС и ТЭЦ угли, представляя собой природные сорбенты, содержат примеси многих элементов, включая редкие земли и драгметаллы [43], концентрации которых сопоставимы с их концентрациями в породах и почвах близ расположенных к угольному бассейну территорий. Поскольку при сжигании углей соотношение основных элементов (Si, Al, Fe, Ca, Mg) в золе уноса сохраняется, а концентрирование примесных элементов происходит, в среднем, 5-6 раз [44], то по значению коэффициентов обогащения, нормированных по Al или Fe концентраций определяемых примесных элементов, можно идентифицировать возможный источник их поступления в снежный покров региона.

Расчёт коэффициентов обогащения K_0 , нормированных по Al и Fe концентраций определяемых металлов, в интегральных пробах снежного покрова Катунского заповедника показал, что для таких металлов, как Ba, Be, V, Co, Li, Mn, Ni, Sr, Tl, Th, U и Cs, значения коэффициентов варьирует от 1 до 10 (см. табл. 3), что говорит о преимущественном поступлении данных металлов в составе золы уноса. Коэффициенты обогащения, немногим превышающие 10, определены для Си, Mo, Rb и Cr, что указывает на незначительный дополнительный вклад других антропогенных источников в поступление данных металлов. Хотя основная масса золы улавливается различными фильтрами, в атмосферу изучаемого региона в виде выбросов ТЭС ежегодно поступает около 250 млн т мелкодисперсных аэрозолей [42].

Максимальные коэффициенты обогащения получены для Bi, Cd, As, Pb, Ag, Sb и Zn – свыше 100 по K_01 и свыше 50 по K_02 , что указывает на их преимущественное поступление от антропогенных источников, не связанных с золой уноса (см. табл. 3). В последнем случае в качестве антропогенных источников могут быть выбросы предприятий цветной металлургии Восточного Казахстана, на территории которого производится около 45% свинца, почти половина цинка и 90% редких металлов Республики Казахстан, влияют и шламоотвалы горнодобывающих карьеров Рудного Алтая.

Для оценки возможности сопряжённого поступления металлов, имеющих повышенные и максимальные коэффициенты обогащения, построена матрица корреляционных зависимостей их концентраций (табл. 4), которая показала, что по коэффициентам парной корреляции эти металлы можно сгруппировать в несколько отдельных групп. Первая группа (Ag, Mo, Sb, Zn) – металлы, прежде всего связанные с серебро-сурьмяным оруденением Алтая и Тянь-Шаня и создающие комплексные геохимические ореолы этих металлов [45]. Вторая группа – Си, Ві и Аs, коррелирующие между собой и с металлами, поступающими на данную территорию преимущественно в составе золы уноса. К третьей группе относятся Pb и Cd, которые также хорошо коррелируют между собой и дополнительно имеют значимую корреляцию с Fe, As и Ni, что может указывать на их совместное поступление на изучаемую территорию преимущественно за счёт выбросов свинцового производства в Восточном Казахстане.

	Al	Ba	Be	Bi	Fe	Cd	Mn	Cu	Мо	As	Ni	Pb	Ag	Sb	Tl	U	Zn
Al	1,00																
Ba	0,81	1,00															
Be	0,76	0,54	1,00														
Bi	0,92	0,81	0,75	1,00													
Fe	0,90	0,78	0,70	0,81	1,00												
Cd	0,38	0,41	0,31	0,28	0,52	1,00											
Mn	0,96	0,75	0,75	0,83	0,92	0,44	1,00										
Cu	0,85	0,84	0,71	0,81	0,85	0,32	0,83	1,00									
Мо	0,31	0,75	0,07	0,43	0,29	0,26	0,20	0,42	1,00								
As	0,79	0,83	0,48	0,76	0,82	0,64	0,77	0,64	0,56	1,00							
Ni	0,90	0,82	0,68	0,79	0,92	0,58	0,93	0,90	0,36	0,81	1,00						
Pb	0,65	0,57	0,55	0,54	0,74	0,93	0,70	0,55	0,23	0,77	0,77	1,00					
Ag	0,32	0,48	0,08	0,33	0,32	0,29	0,28	0,34	0,54	0,46	0,45	0,22	1,00				
Sb	0,15	0,61	-0,12	0,31	0,12	0,08	-0,01	0,24	0,93	0,44	0,14	0,01	0,46	1,00			
T1	0,40	0,59	0,04	0,37	0,30	0,34	0,29	0,23	0,67	0,66	0,34	0,33	0,40	0,69	1,00		
U	0,94	0,77	0,70	0,84	0,95	0,51	0,96	0,85	0,24	0,81	0,95	0,76	0,31	0,04	0,31	1,00	
Zn	0,42	0,81	0,18	0,53	0,42	0,31	0,32	0,59	0,92	0,57	0,49	0,33	0,44	0,85	0,58	0,37	1,00

Таблица 4. Корреляционная матрица концентраций микроэлементов в пробах снежного покрова Катунского заповедника*

*Цветом выделена высокая степень корреляции микроэлементов (k > 0,70).

Следовательно, такие металлы, как Ba, Be, V, Co, Li, Mn, Ni, Sr, Tl, Th, U и Cs, на территорию Катунского заповедника поступают сопряжённо и преимущественно в составе мелких частиц золы уноса, образующейся при сжигании углей на ТЭС (получение энергии главным образом для металлургической промышленности) и ТЭЦ (производство энергии для коммунальных нужд зимнего отопительного сезона). Возможно их поступление и с частицами почво-грунтов. Основные источники поступления таких металлов, как Ag, As, Bi, Cd, Cu, Mo, Pb, Sb и Zn, – предприятия цветной металлургии и шламоотвалы горнодобывающих карьеров Рудного Алтая. Причём сопряжённое поступление Ag, Mo, Sb и Zn в атмосферу Алтая, в первую очередь, может быть связано с добычей и переработкой серебро-сурьмяных руд и сопутствующих им рудопроявлений.

Выводы

1. В интегральных пробах снежного покрова в Катунском заповеднике в период максимального снегозапаса значения δ^{18} О варьировали от -21,4 до -28,3 ‰, δ D - от -159,6 до -216,8 ‰, а построенная ЛЛМВ (δ D = 8,3 δ^{18} O + 18,9 (R^2 = 0,99)), как и вариации значения d_{exc} (от +7,7 до +12,1 ‰),

несущественно отличалась от значений ГЛМВ, что подтверждает значительное влияние Атлантики на формирование зимних осадков в регионе.

2. Послойный анализ снежного покрова показал, что изотопно более утяжелённые — глубинные слои, сформированные осадками, выпавшими в начале зимы при относительно высоких температурах приземного воздуха. Самая нижняя часть глубинных слоёв представлена изморозью, формирование которой может быть связано с поступлением почвенной влаги. На это указывает рассчитанное для данного слоя значение угла наклона изотопных соотношений (равно пяти), что соответствует диффузному переносу влаги из почвы.

3. В пространственном отношении микроэлементный состав снежного покрова Катунского биосферного заповедника изменяется незначительно, а полученные средние значения концентраций в интегральных пробах можно принять в качестве оценочных региональных фоновых уровней в сезонном снеге Алтайского региона.

4. Расчёт коэффициентов обогащения K_0 , нормированных по Al и Fe концентраций определяемых металлов в интегральных пробах снежного покрова, показал, что для таких металлов, как Ba, Be, V, Co, Li, Mn, Ni, Sr, Tl, Th, U и Cs, значения коэффициентов варьирует от 1 до 10, что указывает на преимущественное поступление данных металлов на изучаемую территорию в составе золы уноса и частиц почво-грунтов.

5. Основные источники поступления таких металлов, как Ag, As, Bi, Cd, Cu, Mo, Pb, Sb и Zn, – предприятия цветной металлургии и шламоотвалы горнодобывающих карьеров Рудного Алтая, причём поступление Ag, Mo, Sb и Zn в атмосферу Алтая в первую очередь, вероятно, связано с добычей и переработкой серебро-сурьмяных руд.

Благодарности. Работа выполнена в рамках Госбюджетного проекта «Климатические и экологические изменения и региональные особенности

Литература

- Aizen V., Mayewski P.A., Aizen E.M., Joswiak D.R., Surazakov A.B., Kaspari S., Grigholm B., Krachler M., Handley M., Finaev A. Stable-isotope and trace element time series from Fedchenko glacier (Pamirs) snow/firn cores // Journ. of Glaciology. 2009. V. 55. № 190. P. 275–291.
- Barbante C., Cozzi G., Capodaglio G., Van de Velde K., Ferrari C., Boutron C.F., Cescon P. Trace element determination in alpine snow and ice by double focusing inductively coupled plasma mass spectrometry with microconcentric nebulization // Journ. of Analys. Atom. Spectrom. 1999. V. 14. № 9. P. 1433–1438.
- Gabrieli J., Carturan L., Gabrielli P., Kehrwald N., Turetta C., Cozzi G., Spolaor A., Dinale R., Staffler H., Seppi R., dalla Fontana G., Thompson L., Barbante C. Impact of Po Valley emissions on the highest glacier of the Eastern European Alps // Atmospheric Chemical Physics. 2011. V. 11. P. 8087–8102.
- Eichler A., Tobler L., Eyrikh S., Malygina N., Papina T., Schwikowski M. Ice-core based assessment of historical anthropogenic heavy metal (Cd, Cu, Sb, Zn) emissions in the Soviet Union // Environmental Science & Technology. 2014. V. 48. P. 2635–2642.
- Li Zh., Li Ch., Li Y., Wang F., Li H. Preliminary results from measurements of selected trace metals in the snow–firn pack on Urumqi glacier No. 1, eastern Tien Shan, China // Journ. of Glaciology. 2007. V. 53. № 182. P. 368–373.
- Chou C., Stetze O., Weingartner E., Jurány Z., Kanji Z.A., Lohmann U. Ice nuclei properties within a Saharan dust event at the Jungfraujoch in the Swiss Alps // Atmospheric Chemical Physics. 2011. V. 11. P. 4725–4738.
- Cong Z., Kang S., Zhang Y., Li X. Atmospheric wet deposition of trace elements to central Tibetan Plateau // Applied Geochemistry. 2010. V. 25. № 9. P. 1415–1421.
- 8. Croft B., Lohmann U., Martin R.V., Stie P., Wurzler S., Feichter J., Hoose C., Heikkila U., Donkelaar A., Fer-

их проявления на территории Сибири по данным палеоархивов и атмосферных осадков» (№ 0383-2016-0005) при частичной финансовой поддержке РФФИ и Администрации Алтайского края в рамках научного проекта № 17-41-220314.

Acknowledgments. The work was carried out within the framework of the scientific budget project «Climatic and ecological changes and regional peculiarities of their manifestation on the territory of Siberia according to the data of paleoarchives and atmospheric precipitation» (No. 0383-2016-0005) with partial financial support of the RFBR and the Administration of the Altai Territory within the framework of the scientific project No. 17- 41-220314.

References

- Aizen V., Mayewski P.A., Aizen E.M., Joswiak D.R., Surazakov A.B., Kaspari S., Grigholm B., Krachler M., Handley M., Finaev A. Stable-isotope and trace element time series from Fedchenko glacier (Pamirs) snow/firn cores. Journ. of Glaciology. 2009, 55 (190): 275–291.
- Barbante C., Cozzi G., Capodaglio G., Van de Velde K., Ferrari C., Boutron C.F., Cescon P. Trace element determination in alpine snow and ice by double focusing inductively coupled plasma mass spectrometry with microconcentric nebulization. Journ. of Analys. Atom. Spectrom. 1999, 14 (9): 1433–1438.
- Gabrieli J., Carturan L., Gabrielli P., Kehrwald N., Turetta C., Cozzi G., Spolaor A., Dinale R., Staffler H., Seppi R., dalla Fontana G., Thompson L., Barbante C. Impact of Po Valley emissions on the highest glacier of the Eastern European Alps. Atmos. Chem. Phys. 2011, 11: 8087–8102.
- Eichler A., Tobler L., Eirikh S., Malygina N., Papina T., Schwikowski M. Ice-core based assessment of historical anthropogenic heavy metal (Cd, Cu, Sb, Zn) emissions in the Soviet Union. Environmental Science & Technology. 2014, 48: 2635–2642.
- 5. *Li Zh., Li Ch., Li Y., Wang F., Li H.* Preliminary results from measurements of selected trace metals in the snow–firn pack on Urumqi glacier No. 1, eastern Tien Shan, China. Journ. of Glaciology. 2007, 53 (182): 368–373.
- 6. *Chou C., Stetze O., Weingartner E., Jurány Z., Kanji Z.A., Lohmann U.* Ice nuclei properties within a Saharan dust event at the Jungfraujoch in the Swiss Alps. Atmos. Chem. Phys. 2011, 11: 4725–4738.
- 7. *Cong Z., Kang S., Zhang Y., Li X.* Atmospheric wet deposition of trace elements to central Tibetan Plateau. Applied Geochemistry. 2010, 25 (9): 1415–1421.
- 8. Croft B., Lohmann U., Martin R.V., Stie P., Wurzler S., Feichter J., Hoose C., Heikkila U., Donkelaar A., Ferrachat S. Influences of in-cloud aerosol scavenging

rachat S. Influences of in-cloud aerosol scavenging parameterizations on aerosol concentrations and wet deposition in ECHAM5-HAM // Atmospheric Chemical Physics. 2010. V. 10. P. 1511–1543.

- Croft B., Pierce J.R., Martin R.V., Hoose C., Lohmann U. Strong sensitivity of aerosol concentrations to convective wet scavenging parameterizations in a global model // Atmospheric Chemical Physics. Discussion. 2012. V. 12. P. 1687–1732. doi: 10.5194/acpd-12-1687-2012.
- 10. Fujita S., Takahashi A., Weng J.-H., Huang L.-F., Kim H.-K., Li C.-K., Huang F., Jeng F.-T. Precipitation chemistry in East Asia // Atmospheric Environment. 2000. V. 34. № 4. P. 525–537.
- 11. Васильчук Ю.К. Новые данные о тенденции и причинах изменения величины дейтериевого эксцесса в едином снегопаде // ДАН. 2014. Т. 459. № 1. С. 109–111.
- 12. Папина Т.С., Малыгина Н.С., Бляхарчук Т.А., Ненашева Г.И., Рябчинская Н.А., Эйрих А.Н. Изотопный состав и палиноспектры атмосферных осадков и краевых частей ледника Корумду (Северо-Чуйский хребет, Горный Алтай) // Лёд и Снег. 2015. № 1 (129). С. 40–48. doi: 10.15356/IS.2015.01.04.
- Чижова Ю.Н., Васильчук Дж.Ю., Йошикава К., Буданцева Н.А., Голованов Д.Л., Сорокина О.И., Станиловская Ю.В., Васильчук Ю.К. Изотопный состав снежного покрова Байкальского региона // Лёд и Снег. 2015. Т. 55. № 3. С. 55-66. doi: 10.15356/2076-6734-2015-3-55-66.
- Papina T., Blyakharchuk T., Eichler A., Malygina N., Mitrofanova E., Schwikowski M. Biological proxies recorded in a Belukha ice core, Russian Altai // Climate of the Past. 2013. V. 9. P. 2399–2411. doi: 10.5194/cp-9-2399-2013.
- Hartmann D.L., Klein Tank A.M.G., Rusticucci M., Alexander L.V., Brönnimann S., Charabi Y., Dentener F.J., Dlugokencky E.J., Easterling D.R., Kaplan A., Soden B.J., Thorne P.W., Wild M., Zhai P.M. Observations: Atmosphere and Surface // Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Working Group / Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, 2013. V. 9781107057999. P. 159– 254. doi: 10.1017/CBO9781107415324.008.
- 16. *Быков Н.И., Попов Е.С.* Наблюдения за динамикой снежного покрова в ООПТ Алтае-Саянского экорегиона (методическое руководство). Красноярск, 2011. 64 с.
- 17. *Boutron C.F.* A clean laboratory for ultralow concentration heavy metal analysis // Fresenius Zeitschrift für Analytische Chemie. 1990. Bd. 337. P. 482–491.
- ПНД Ф 14.1:2:4.140—98. Методика измерений массовых концентраций бериллия, ванадия, висмута, кадмия, кобальта, меди, молибдена, мышьяка, никеля, олова, свинца, селена, серебра, сурьмы и

parameterizations on aerosol concentrations and wet deposition in ECHAM5-HAM. Atmos. Chem. Phys., 2010, 10: 1511–1543.

- Croft B., Pierce J.R., Martin R.V., Hoose C., Lohmann U. Strong sensitivity of aerosol concentrations to convective wet scavenging parameterizations in a global model. Atmos. Chem. Phys. Discussion. 2012, 12: 1687–1732. doi: 10.5194/acpd-12-1687-2012.
- Fujita S., Takahashi A., Weng J.-H., Huang L.-F., Kim H.-K., Li C.-K., Huang F., Jeng F.-T. Precipitation chemistry in East Asia. Atmospheric Environment. 2000, 34 (4): 525–537.
- 11. *Vasilchuk Yu.K.* New data on the trends and reasons for changes in the value of the deuterium excess in a single snowfall. *Doklady Akademii Nauk.* Proc. of the Academy of Science. 2014, 459 (1): 109–111. [In Russian].
- Papina T.S., Malygina N.S., Blyaharchuk T.A., Nenasheva G.I., Ryabchinskaya N.A., Eyrikh A.N. The isotopic composition of precipitation and palynospectra and edge portions Korumdu Glacier (North-Chuya ridge, Altai Mountains). Led i Sneg. Ice and Snow. 2015, 1 (129): 40–48. doi: 10.15356/IS.2015.01.04. [In Russian].
- Chizhova Yu.N., Vasilchuk Dzh.Yu., Joshikava K., Budantseva N.A., Golovanov D.L., Sorokina O.I., Stanilovskaya Yu.V., Vasilchuk Yu.K. Isotopic composition of snow-cover of the Baikal region. Led i Sneg. Ice and Snow. 2015, 55 (3): 55–66. doi: 10.15356/2076-6734-2015-3-55-66. [In Russian].
- Papina T., Blyakharchuk T., Eichler A., Malygina N., Mitrofanova E., Schwikowski M. Biological proxies recorded in a Belukha ice core, Russian Altai. Climate of the Past. 2013, 9: 2399–2411. doi: 10.5194/cp-9-2399-2013.
- Hartmann D.L., Klein Tank A.M.G., Rusticucci M., Alexander L.V., Brönnimann S., Charabi Y., Dentener F.J., Dlugokencky E.J., Easterling D.R., Kaplan A., Soden B.J., Thorne P.W., Wild M., Zhai P.M. Observations: Atmosphere and Surface. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. Cambridge University Press, 2013. V. 9781107057999: 159– 254. doi: 10.1017/CBO9781107415324.008.
- 16. Bykov N.I., Popov E.S. Nablyudeniya za dinamikoy snezhnogo pokrova v OOPT Altae-Sayanskogo ekoregiona. Observations of the dynamics of snow cover in the protected areas of the Altai-Sayan Ecoregion. Krasnoyarsk, 2011: 64 p. [In Russian].
- 17. *Boutron C.F.* A clean laboratory for ultralow concentration heavy metal analysis. Fresenius Zeitschrift für Analytische Chemie. 1990, 337: 482–491.
- 18. PND F 14.1: 2:4.140–98. Metodika izmereniy massovykh kontsentraciy berilliya, vanadiya, vismuta, kadmiya, kobalta, medi, molibdena, myshyaka, nikelya, olova, swintsa, selena, serebra, surmy i khroma v probakh piť evykh

хрома в пробах питьевых, природных и сточных вод методом атомно-абсорбционной спектрометрии с электротермической атомизацией / Государственный комитет Российской Федерации по охране окружающей среды. М., 2013. 28 с.

- 19. *Brock T.D.* Membrane Filtration: A User's Guide and Reference Manual. New York: Heidelberg, 1983. 381 p.
- Uglietti C., Gabrielli P, Olesik J.W., Lutton A., Thompson L.G. Large variability of trace element mass fractions determined by ICP-SFMS in ice core samples from worldwide high altitude glaciers // Applied Geochemistry. 2014. V. 47. P. 109–121.
- Veysseyre A., Moutard K., Ferrari C., Van de Velde K., Barbante C., Cozzi G., Capodaglio G., Boutron C. Heavy metals in fresh snow collected at different altitudes in the Chamonix and Maurienne valleys, French Alps: initial results // Atmospheric Environment. 2001. V. 35. P. 415–425.
- 22. *Taylor S.R., McLennan S.M.* The Continental Crust: its Composition and Evolution. Carlton: Blackwell Scientific Publication, 1985. 312 p.
- 23. Wedepohl K.H. The composition of the continental crust // Geochemical Cosmochemical Acta. 1995. V. 59. № 7. P. 1217–1232.
- Dasch J.M., Wolff G. Trace inorganic species in precipitation and their potential use in source apportionment studies // Water, Air, and Soil Pollution. 1989. V. 43. P. 401–412.
- 25. *Liu Y., Hou S., Hong S., Do Hur S., Lee K., Wang Y.* Highresolution trace element records of an ice core from the eastern Tien Shan, central Asia, since 1953 AD // Journ. of Geophys. Research. 2011. V. 116. D12307. P. 1–14.
- 26. Атлас снежно-ледовых ресурсов мира / Ред. В.М. Котляков. М.: изд. Российской академии наук, 1997. 392 с.
- 27. Михаленко В.Н. Глубинное строение ледников тропических и умеренных широт. М.: ЛКИ, 2008. 320 с.
- Aizen V.B., Aizen E.M., Fujita K., Nikitin S., Kreutz K., Takeuchi N. Stable-isotope time series and precipitation origin from firn cores and snow samples, Altai glaciers, Siberia // Journ. of Glaciology. 2005. V. 51. № 175. P. 637–654.
- Henderson K.A., Laube A., Gaggeler H.W., Olivier S., Papina T., Schwikowski M. Temporal variations of accumulation and temperature during the past two centuries from Belukha ice core, Siberian Altai // Geophys. Research Letters. 2006. V. 111. D03104. doi: 10.1029/2005JD005819.
- Craig H. Isotopic variations in meteoric waters // Science. 1961. V. 133. P. 1702–1703.
- 31. http://meteo.ru/data/156-temperature.
- 32. Papina T., Malygina N., Eirikh A., Uskov T. The annual change in the isotopic composition of wet precipitation on the territory of Altai (South-West Siberia, Russia // 26th IUGG General Assembly (Abstract) 22.06– 02.06.2015. Prague, Czech Republic [https://www.

prirodnykh i stochnykh vod metodom atomno-absorbtsionnoy spektrometrii s elektrotermicheskoy atomizaciey. Gosudarstvennyi komitet Rossiyskoy Federatsii po okhrane okruzhayushchey sredy. Moscow, 2013: 28 p. [In Russian].

- 19. *Brock T.D.* Membrane Filtration: A User's Guide and Reference Manual. New York: Heidelberg, 1983: 381 p.
- 20. Uglietti C., Gabrielli P., Olesik J.W., Lutton A., Thompson L.G. Large variability of trace element mass fractions determined by ICP-SFMS in ice core samples from worldwide high altitude glaciers. Applied Geochemistry. 2014, 47: 109–121.
- 21. Veysseyre A., Moutard K., Ferrari C., Van de Velde K., Barbante C., Cozzi G., Capodaglio G., Boutron C. Heavy metals in fresh snow collected at different altitudes in the Chamonix and Maurienne valleys, French Alps: initial results. Atmospheric Environment. 2001, 35: 415–425.
- 22. *Taylor S.R., McLennan S.M.* The Continental Crust: its Composition and Evolution. Carlton: Blackwell Scientific Publication, 1985: 312 p.
- 23. *Wedepohl K.H.* The composition of the continental crust. Geochem. Cosmochem. Acta. 1995. 59 (7): 1217–1232.
- 24. *Dasch J.M., Wolff G.* Trace inorganic species in precipitation and their potential use in source apportionment studies. Water, Air, and Soil Pollution. 1989, 43: 401–412.
- 25. Liu Y., Hou S., Hong S., Do Hur S., Lee K., Wang Y. High-resolution trace element records of an ice core from the eastern Tien Shan, central Asia, since 1953 AD. Journ. of Geophys. Research. 2011, 116 (D12307): 1–14.
- 26. *Atlas snezhno-ledovykh resursov mira*. World Atlas of Snow and Ice Resources. Ed. V.M. Kotlyakov. Moscow: Russian Academy of Science, 1997: 392 p. [In Russian].
- 27. Mikhalenko V.N. Glubinnoe stroenie lednikov tropicheskikh i umerennykh shirot. Inner structure of glaciers in non polar regions. Moscow: LKI, 2008: 320 p. [In Russian].
- Aizen V.B., Aizen E.M., Fujita K., Nikitin S., Kreutz K., Takeuchi N. Stable-isotope time series and precipitation origin from firn cores and snow samples, Altai glaciers, Siberia. Journ. of Glaciology. 2005, 51 (175): 637–654.
- Henderson K.A., Laube A, Gaggeler H.W., Olivier S., Papina T., Schwikowski M. Temporal variations of accumulation and temperature during the past two centuries from Belukha ice core, Siberian Altai. Geophys. Research Letters. 2006, 111 (D03104). doi: 10.1029/2005JD005819.
- 30. *Craig H.* Isotopic variations in meteoric waters. Science. 1961, 133: 1702–1703.
- 31. http://meteo.ru/data/156-temperature.
- 32. Papina T., Malygina N., Eirikh A., Uskov T. The annual change in the isotopic composition of wet precipitation on the territory of Altai (South-West Siberia, Russia // 26th IUGG General Assembly (Abstract) 22.06-02.06.2015 Prague, Czech Republic [https://www. czech-in.org/cm/IUGG/CM.NET.WebUI/CM.NET.

- 33. Friedman I., Benson C., Gleason J. Isotopic changes during snow metamorphism // Stable Isotope Geochemistry: A Tribute to Samuel Epstein. V. 3 / Eds.: H.P. Taylor, J.R. O'Neil and I.R. Kaplan // San Antonio: The Geochemical Society, San Antonio, 1991. P. 211–221.
- 34. Amodio M., Catino S., Dambruoso P.R., Gennaro G., Gilio A.Di, Giungato P., Laiola E., Marzocca A., Mazzone A., Sardaro A., Tutino M. Atmospheric Deposition: Sampling Procedures, Analytical Methods, and Main Recent Findings from the Scientific Literature // Advances in Meteorology. 2014. V. 2014. Article ID 161730, 27 pages. http://dx.doi.org/10.1155/2014/161730.
- 35. *Gichuki S.W., Mason R.P.* Mercury and metals in South African precipitation // Atmospheric Environment. 2013. V. 79. P. 286–298.
- 36. *Vuai S-A.H., Tokuyama A.* Trend of trace metals in precipitation around Okinawa Island, Japan // Atmospheric Research. 2011. № 99. P. 80–84.
- Kreutz K.J., Sholkovitz E.R. Major element, rare earth element, and sulfur isotopic composition of a high-elevation firn core: Sources and transport of mineral dust in central Asia // Geochem. Geophys. Geosystem. 2000. V. 1. 2000GC000082. doi: 10.1029/2000GC000082.
- Baron J., Denning A.S. The influence of mountain meteorology on precipitation chemistry at low and high elevations of the Colorado Front Range, USA // Atmospheric Environment. 1993. V. 27. P. 2337–2349.
- 39. *Injuk J., Van Grieken R., de Leeuw G.* Deposition of atmospheric trace elements into the North Sea: coastal, ship, platform measurements and model predictions // Atmospheric Environment. 1998. V. 32. № 17. P. 3011–3025.
- Huang J., Kang S., Zhang Q., Yan H., Guo J., Jenkins MG., Zhang G., Wang K. Wet deposition of mercury at a remote site in the Tibetan Plateau: concentrations, speciation, and fluxes // Atmospheric Environment. 2012. V. 62. P. 540–550.
- 41. http://meteo.ru/data/158-total-precipitation.
- 42. Умбетова Ш.М. Техногенные отходы предприятий энергетики и пути их вторичной переработки // Вест. КазНТУ. 2009. № 4. С. 72–75.
- 43. Ценные и токсичные элементы в товарных углях России. М.: Недра, 1996. 238 с.
- 44. Сорбция тяжелых металлов зольными уносами от сжигания угля на ТЭС // Химия твердого топлива. 1990. № 5. С. 23–27.
- 45. Борисенко А.С., Павлова Г.Г., Оболенский А.А., Лебедев В.И., Бедарев Н.П., Боровиков А.А., Дыщук М.Ю., Коледа А.Я., Морцев Н.К. Серебросурьмяная рудная формация. Новосибирск: Наука, 1992. 188 с.

- Friedman I., Benson C., Gleason J. Isotopic changes during snow metamorphism. In: Stable Isotope Geochemistry: A Tribute to Samuel Epstein. V. 3. Eds.: H.P. Taylor, J.R. O'Neil and I.R. Kaplan. The Geochemical Society, San Antonio, 1991, 3: 211–221.
- 34. Amodio M., Catino S., Dambruoso P.R., Gennaro G., Gilio A. Di, Giungato P., Laiola E., Marzocca A., Mazzone A., Sardaro A., Tutino M. Atmospheric Deposition: Sampling Procedures, Analytical Methods, and Main Recent Findings from the Scientific Literature. Advances in Meteorology. 2014: ID 161730, 27 pages http://dx.doi.org/10.1155/2014/161730.
- 35. *Gichuki S.W., Mason R.P.* Mercury and metals in South African precipitation. Atmospheric Environment. 2013, 79: 286–298.
- 36. *Vuai S-A.H., Tokuyama A.* Trend of trace metals in precipitation around Okinawa Island, Japan. Atmospheric Research. 2011, 99: 80–84.
- 37. *Kreutz K.J., Sholkovitz E.R.* Major element, rare earth element, and sulfur isotopic composition of a high-elevation firn core: Sources and transport of mineral dust in central Asia. Geochem. Geophys. Geosystem. 2000, 1: 2000GC000082. doi: 10.1029/2000GC000082.
- Baron J., Denning A.S. The influence of mountain meteorology on precipitation chemistry at low and high elevations of the Colorado Front Range, USA. Atmospheric Environment. 1993, 27: 2337–2349.
- Injuk J., Van Grieken R., De Leeuw G. Deposition of atmospheric trace elements into the North Sea: coastal, ship, platform measurements and model predictions. Atmospheric Environment. 1998, 32 (17): 3011–3025.
- 40. Huang J., Kang S., Zhang Q., Yan H., Guo J., Jenkins MG., Zhang G., Wang K. Wet deposition of mercury at a remote site in the Tibetan Plateau: concentrations, speciation, and fluxes. Atmospheric Environment. 2012, 62: 540–550.
- 41. http://meteo.ru/data/158-total-precipitation.
- 42. *Umbetova Sh.M.* Tekhnogennye otkhody predpriyatiy energetiki i puti ikh vtorichnoy pererabotki. *Vestnik KazNTU*. Herald of the KazNTU. 2009, 4: 72–75. [In Russian].
- 43. *Tsennye i toksichnye elementy v tovarnykh uglyakh Rossii*. Securities and toxic elements in the Russian coal trade. Moscow: Nedra, 1996: 238 p. [In Russian].
- Sorbtsiya tyazhelykh metallov zol'nymi unosami ot szhiganiya uglya na TES. *Khimiya tverdogo topliva*. Solid Fuel Chemistry. 1990, 5: 23–27. [In Russian].
- 45. Borisenko A.S., Pavlova G.G., Obolenskiy A.A., Lebedev V.I., Bedarev N.P., Borovikov A.A., Dyshchuk M. Yu., Koleda A.Ya., Mortsev N.K. Serebrosurmyanaya rudnaya formatsiya. Silver antimony ore formation. Novosibirsk: Science, 1992: 188 p. [In Russian].

УДК 556.124.2(571.151)

Особенности пространственной дифференциации снежного покрова в низкогорных ландшафтах Русского Алтая (на примере бассейна р. Майма)

© 2017 г. Л.Ф. Лубенец^{1*}, Д.В. Черных^{1,2}, Д.К. Першин^{1,2}

¹Институт водных и экологических проблем СО РАН, Барнаул, Россия; ²Алтайский государственный университет, Барнаул, Россия *lilia lubenets@mail.ru

Features of spatial differentiation of snow cover in low-mountain landscapes of the Russian Altai (case study of the Maima River basin)

L.F. Lubenets^{1*}, D.V. Chernykh^{1,2}, D.K. Pershin^{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 February 1, 2017

Accepted May 23, 2017

Keywords: low-mountain landscapes, snow cover, snow depth, snow water equivalent.

Summary

The paper presents results of snow route measurements carried out during two winter seasons (2014/15 and 2015/16) over the period of maximum snow accumulation. The region of investigation was mainly the low-mountain basin of the river Maima (North, North-East Altai). Meteorological conditions for these periods (amounts of precipitation and mean monthly temperatures) were compared with climatic data (1985–2016). The results obtained allowed establishing a relationship between the spatial and temporal variability of the snow depth, density and SWE (snow-water equivalent) and the weather conditions, orographic features (exposure and steepness of slopes), and characteristics of the underlying surface. The winter of 2014/15 was warm and moderately snowy season, while the winter of 2015/16 was warm but with small amount of snow. At the subtype level of the landscapes the maximum values of the snow cover thickness and the snow storage were observed in the chern-taiga landscapes, and the smallest ones – in the sub-taiga part of the basin area. The maximum snow storages (SWE) are characteristic for the secondary small-leaved forests and meadows, where these values exceed similar ones under the indigenous fir trees by 30%.

Citation: Lubenets L.F., Chernykh D.V., Pershin D.K. Features of spatial differentiation of snow cover in low-mountain landscapes of the Russian Altai (case study of the Maima River basin). *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2018. 58 (1): 56–64. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2018-1-56-64

Поступила 1 февраля 2017 г.

Принята к печати 23 мая 2017 г.

Ключевые слова: низкогорные ландшафты, снегозапасы, снежный покров, толщина снежного покрова.

Приводятся результаты двухлетних снегомерных наблюдений в бассейне р. Майма в период максимума снегонакопления. Анализируется высотно-поясная дифференциация и межгодовая изменчивость основных характеристик снежного покрова на уровне подтипов ландшафтов. Отмечается ряд факторов, влияющих на величины снегонакопления, включая высокую антропогенную составляющую.

Введение

Региональные исследования снежного покрова чрезвычайно важны с нескольких позиций. В условиях общего дефицита гидрометеорологической информации любые данные о функционировании речных бассейнов – ценный источник информации при решении широкого спектра научных и практических задач. В первую очередь это касается гидрологического прогнозирования и использования данных о снегонакоплении в гидрологических моделях. Сведения о снежном покрове важны также с точки зрения динамики и функционирования ландшафтов, включая регламентирование природопользования. Методы исследования снежного покрова постоянно совершенствуются, а наличие региональных исследований позволяет сравнивать результаты и оценивать применимость тех или иных методик для конкретных территорий. В настоящее время широкое применяются дистанционные методы исследований снежного покрова, особенно в горных территориях [1–6]. Из-за большой контрастности горных ландшафтов и сложности их пространственно-временной организации не теряют своей актуальности и наземные наблюдения, они позволяют уточнять и корректировать дистанционные данные. Наземные изменения плотности снежного покрова играют также важную роль в региональных моделях распределения снегозапасов [7–10].

Низкогорья составляют более половины площади бассейна Верхней Оби. Здесь формируется значительная часть стока первой волны половодья [11]. Антропогенные изменения ландшафтов низкогорий существенно отражаются на организации ландшафтов и, в частности, на распределении снежного покрова. Бассейн р. Майма весьма репрезентативен для рассматриваемой территории. Цель настоящего исследования изучить пространственную дифференциацию основных характеристик снежного покрова в бассейне р. Майма в период максимального снегонакопления в 2014/15 и 2015/16 гг.

Наше исследование предусматривало: 1) анализ метеоусловий зимнего периода рассматриваемых лет по сравнению со средними многолетними значениями и оценка их влияния на особенности снегонакопления; 2) изучение дифференциации снежного покрова на разных высотных уровнях в период максимального снегонакопления; 3) рассмотрение основных характеристик снежного покрова в разных ландшафтах с учётом структуры наземного покрова.

Территория исследования

Объект исследования – преимущественно низкогорный бассейн р. Майма (диапазон высот 260-1460 м, площадь 776,5 км²), расположенный в пределах Северной Алтайской (69,6%) и Северо-Восточной Алтайской (30,4%) физикогеографических провинций Алтайской горной области [12, 13]. По данным ГМС Кызыл-Озёк, расположенной в низовьях бассейна, среднегодовая температура воздуха составляет +1,0 °C, годовая сумма осадков – 795 мм. Продолжительность периода со среднесуточной температурой ниже 0 °С равна 170 дням. Устойчивый снежный покров образуется в первую декаду ноября. Сход снега происходит в третьей декаде марта, реже – в первой декаде апреля. Максимальные снегонакопления до 1966 г. наблюдались в марте

(первая — вторая декада). С 1966 г. по настоящее время максимум снегонакопления смещается на конец февраля — начало марта [14]. В бассейне р. Майма преобладают склоны теневых (северная, северо-восточная, северо-западная) экспозиций [15], что предполагает более длительное снеготаяние и более растянутый паводок.

Для бассейна р. Майма, как и для Русского Алтая в целом, характерно преобладание лесного пояса. В бассейне представлены чернево-таёжные субнеморальные (247,66 км², или 31,9% общей площади), подтаёжные (480,89 км² – 62%) и лесостепные барьерно-циклонические (47,48 км² – 6,1%) ландшафты [13]. В современной ландшафтной структуре бассейна значительную долю его площади занимают антропогенные модификации ландшафтов: вторичные луга, пашни, лесопосадки, застроенные участки [16], что необходимо учитывать при изучении особенностей снегонакопления.

Методы исследования

Исследования проводились ландшафтномаршрутным методом с использованием снегомерных площадок [17, 18]. Линейные маршруты прокладывались в различных высотных частях бассейна с учётом ландшафтной специфики территории. Расстояние между точками измерений толщины снежного покрова – 20 м. Плотность снежного покрова определялась в каждой пятой точке маршрута, т.е. 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 (рис. 1).

Исследования вели на протяжении пяти дней в период максимального снегонакопления (конец февраля — начало марта). За исследуемый период выполнено 1190 измерений толщины и 342 измерения плотности снежного покрова. Работы проводились на разных высотных уровнях, соответствующих подтипам ландшафтов: лесостепных (диапазон высот 327–577 м),



Рис. 1. Расположение снегомерных маршрутов и площадок в бассейне р. Майма *1* – снегомерный маршрут; *2* – номер снегомерного маршрута; *3* – номер снегомерной площадки; I–III – подтипы ландшафтов: I – чернево-таёжные субнеморальные, II – подтаёжные, III – лесостепные барьерно-циклонические **Fig. 1.** Location of snow courses and sites in the Maima river basin

1 – snow course; 2 – number of snow course; 3 – number of snow site; I–III – subtypes of landscapes: I – chern-taiga subnemoral, II – subtaiga, III – steppe barrier-cyclonic

Зимний период	Ноябрь	Декабрь	Январь	Февраль	Март	За весь период
	Кол	ичество осаді	ков, мм			
2014/15 г.	33,6	17,0	25,3	45,3	34,6	155,8
2015/16 г.	63,6	8,7	11,5	10,7	27,5	122,0
Среднее многолетнее за 1985—2016 гг.	45,8	32,9	21,5	23,0	28,1	151,3
	Средние м	есячные тем	пературы, °	С		
2014/15 г.	-5,9	-11,9	-11,8	-10,0	-4,3	-8,8
2015/16 г.	-6,0	-5,3	-15,0	-7,5	-1,6	-7,1
Среднее многолетнее за 1985—2016 гг.	-6,1	-8,9	-14,0	-12,3	-5,3	-9,3

Таблица 1. Суммы осадков и средние месячные температуры воздуха по данным ГМС Кызыл-Озёк [14]

подтаёжных (386—586 м) и чернево-таёжных (518—1104 м). На основе полевых наблюдений рассчитывали плотность снега и снегозапасы, проводили статистическую обработку данных с расчётом среднеквадратичного отклонения σ , коэффициентов вариации Cv, стандартной ошибки средних значений толщины, плотности снежного покрова и снегозапасов.

Результаты и обсуждения

Метеоусловия зимних периодов 2014/15 и 2015/16 гг. по данным ГМС Кызыл-Озёк. По основным метеорологическим параметрам рассматриваемые зимние периоды достаточно контрастны (табл. 1, рис. 2). Зима 2014/15 г. характеризуется небольшим превышением осадков над средними многолетними значениями; в 2015/16 г. осадков было почти на 30 мм меньше средней многолетней величины. Ход осадков в течение рассматриваемых зимних периодов также отлично от среднего многолетнего хода. Для 2014/15 г. характерны максимальные суммы осадков в последние месяцы зимы вопреки основной тенденции наибольшего поступления осадков в ноябре-декабре [19]. В 2015/16 г. основные осадки выпадали в ноябре, в остальные



месяцы количество выпавших осадков было намного меньше средних многолетних значений.

Указанные особенности отразились на динамике снегонакопления (см. рис. 2) в течение зимнего периода. В 2015/16 г. толщина снежного покрова по постоянной рейке выросла до 21 см в ноябре и в дальнейшем увеличивалась в пределах 10 см, максимум снегонакопления наблюдался в конце февраля. В 2014/15 г. характер снегонакопления близок к среднемноголетнему ходу: толщина снежного покрова плавно увеличивается, достигая максимума в конце февраля - начале марта. По традиционным критериям [20], 2014/15 г. по средней за зимний период толщине снежного покрова относится к среднеснежным (на 16% превосходит среднее многолетнее), а 2015/16 г. – к малоснежным (меньше на 31%). По средним месячным температурам воздуха (см. табл. 1) исследуемые зимние периоды были тёплыми. За исключением декабря 2014 г. и января 2016 г., средние температуры воздуха за зимние месяцы превышали средние многолетние. В целом за зимний период 2014/15 г. температура воздуха была выше средней многолетней на 0,5 °С, а за 2015/16 г. − на 2,2 °С.

Особенности пространственной дифференциации основных характеристик снежного покрова на уровне подтипов ландшафтов. В табл. 2 при-

Рис. 2. Средняя месячная толщина снежного покрова по ГМС Кызыл-Озёк [14]:

1 – 2014/15 г.; *2* – 2015/16 г.; *3* – среднее многолетнее значение толщины снежного покрова (1985–2016 гг.)

Fig. 2.The average snow depth from Kyzyl-Ozek weather station [14]

1 - 2014/15; 2 - 2015/16; 3 - mean annual snow depth (1985–2016)

Таблица 2. Основные характеристики снежного покрова по подтипам ландшафтов в бассейне р. Майма в период максимального снегонакопления за 2014/15 г. (числитель) и 2015/16 г. (знаменатель) (данные приводятся со стандартной ошибкой среднего арифметического)

Подтипы ландшафтов	Толщина снежного покрова, см*	Плотность снежного покрова, г/см ³	Снегозапасы, мм
Чернево-таёжные субнеморальные	$\frac{74\pm1}{37\pm1}$	$\frac{0,18{\pm}0,005}{25{\pm}0,01}$	$\frac{128\pm5}{92\pm5}$
Подтаёжные	$\frac{59\pm3}{30\pm1}$	$\frac{0,17\pm0,01}{0,21\pm0,01}$	$\frac{103\pm13}{60\pm2}$
Лесостепные барьер- но-циклонические	$\frac{66\pm 2}{48^*\pm 2}$	$\frac{0,21\pm0,02}{0,19\pm0,02}$	$\frac{138\pm12}{85\pm11}$

*Средняя толщина свежего снега, выпавшего в период наблюдений, составляет 13-25 см.

ведены значения основных характеристик снежного покрова на уровне подтипов ландшафтов в соответствии с ландшафтной картой Русского Алтая [13]. Существенная разница в поступлении осадков обусловлена большей снежностью зимы 2014/15 г. по сравнению с зимой 2015/16 г. По всем высотным поясам толщина снежного покрова и снегозапасов в 2014/15 г. превышали соответствующие величины в 2015/16 г. Хорошо заметна также разница в снегонакоплении в разных подтипах ландшафтов. В оба исследуемых года разница в снегозапасах в лесостепных и чернево-таёжных подтипах незначительна (в пределах 10 мм), что близко к величине ошибки (см. табл. 2). Невелики различия и в толщине снежного покрова – до 10 см. В подтаёжных ландшафтах толщина снежного покрова и снегозапасы стабильно ниже, чем в пределах двух других подтипов ландшафтов.

Ранее отмечалось [21], что высотные градиенты снегозапасов неустойчивы по высотам и отдельным годам и зависят от характера выпадения осадков в начале зимнего периода, а также различий в интенсивности снеготаяния на разных высотных уровнях: градиенты снегозапасов в низкогорьях Западного Саяна изменяются от 17 до 47 мм на 100 м за два смежных года. В нашем случае разница в поступлении осадков на различных высотных уровнях незаметна на протяжение двух смежных зимних периодов. Значит, на величину снегонакопления в эти два года в большей степени влияли особенности ландшафтной структуры территории. В лесном поясе при усилении антропогенной нагрузки ландшафт переходит в категорию разреженных лесов, лесные сообщества заменяются вторичными луговыми и т.п. Всё это приводит к пространственной неоднородности залегания снежного покрова в лесу. Вариации толщины снежного покрова в лесном поясе значительно выше, чем в лесостепной части, и колеблются от 23 до 41% в первый год исследований и в пределах 50–51% – во второй год, тогда как в лесостепи – от 16 до 31% (табл. 3).

Неоднородна в пространстве и плотность снега: за два рассматриваемых года она фактически диаметрально противоположна: в 2014/15 г. максимум плотности приходится на лесостепную часть бассейна, а в 2015/16 г., наоборот, самые высокие значения характерны для чернево-таёжных участков. Объясняется это разными метеоусловиями. Тёплое начало зимы 2015/16 г. и максимум осадков в этот период в сочетании с последующим резким их уменьшением, очевидно, способствовали активному испарению и таянию снега на открытых участках и в лиственных лесах. В условиях густого полога тёмнохвойных пород интенсивность снеготаяния меньше, а снежный покров уплотняется сильнее. Кроме того, в период наших наблюдений в лесостепи случился сильный снегопад и толщина свежевыпавшего снега при плотности не более 0,10 г/см³ составила от 13 до 25 см. До этого некоторые участки были полностью свободны от снега. В 2014/15 г. плотность снежного покрова в лесостепных ландшафтах была на 0,03-0,04 г/см³ выше.

В лесной части бассейна снежный покров уплотняется в основном под собственной тяжестью, и его плотность оказывается ниже, чем в лесостепной части, в большей мере подверженной воздействию ветров. Ранее для Алтая отмечалось увеличение плотности снега на открытых участках на 0,01-0,02 г/см³ по сравнению с защищёнными от ветра [22]. Общая плотность снега в рассматриваемом бассейне по сравнению со средне- и высокогорьем невелика и схожа с соответствующими значениями в низкогорьях Западного Саяна [21]. Невысокая плотность снега может быть связана и с низкой ветровой активностью. Индикаторы этого – в том числе и низкие коэффициенты вариации всех характеристик снежного покрова в лесостепной части бассейна, где ветер активно воздействует на перераспределение снега.

Подтипы ландшафтов	Толщина снежного покрова, см		Плотностн покров	ь снежного а, г/см ³	Снегозапасы, мм		
	2014/15 г.	2015/16 г.	2014/15 г.	2015/16 г.	2014/15 г.	2015/16 г.	
Чернево-таёжные субнеморальные	17/23	19/51	0,03/20	0,06/25	32/25	42/45	
Подтаёжные	24/41	15/50	0,05/30	0,07/34	66/64	25/42	
Лесостепные барьерно-циклонические	10/16	15/31	0,05/25	0,05/25	36/26	14/17	

Таблица 3. Среднеквадратичное отклонение о в единицах измеряемой величины (числитель) и коэффициенты вариации Сv в % (знаменатель) для наблюдений в бассейне р. Майма по подтипам ландшафтов

На основе наблюдений за два смежных зимних сезона закономерности снегонакопления в зависимости от высотно-поясной структуры бассейна проявлены слабо. Небольшие величины снегозапасов и толщины снежного покрова в пределах подтаёжной части бассейна определяются, прежде всего, орографическими факторами. Поступающие на территорию бассейна осадки перехватываются находящимися на периферии низкогорными лесостепными участками и более возвышенными участками верховий бассейна, занятыми чернево-таёжными ландшафтами.

В оба года наблюдений и во всех подтипах ландшафтов значения снегозапасов были меньше суммы осадков за зимний период по данным ГМС Кызыл-Озёк. Различие между фактическими снегозапасами и фоновым осадконакоплением определяется разными факторами, связанными непосредственно с ландшафтными особенностями местоположения: это перехват снега кронами, усиление испарения на световых склонах, ветровой перенос и пр. Воздействие этих факторов происходит в условиях метеоусловий конкретного зимнего сезона. Так, в 2015/16 г. – значительно более тёплым по сравнению со средними многолетними значениями, разница между снегозапасами по группам ландшафтов и фоновым осадконакоплением составляла от 25 до 51%.

Пространственная изменчивость основных характеристик снежного покрова в зависимости от классов наземных покровов. Ландшафты, модифицированные человеком, существенно отличаются от природных по характеру снегоотложения. Это хорошо видно на вырубках разных лет [23]. По дистанционным данным открытых геопорталов [24–27] мы охарактеризовали наземные покровы, отражающие современное состояние территории. Более подробная характеристика приводится в работе [16]. Анализ данных проведён по двум подтипам ландшафтов – чернево-таёжным и подтаёжным (табл. 4 Таблица 4. Основные характеристики снежного покрова в бассейне р. Майма по различным классам наземных покровов за 2014/15 г. (числитель) и 2015/16 г. (знаменатель) (данные приводятся со стандартной ошибкой среднего арифметического)

	Толщина	Плотность							
Назаминий покров	снежного	снежного	Снегозапасы,						
паземный покров	покрова,	покрова,	MM						
	СМ	г/см ³							
Чернево-таёжные субнеморальные ландшафты									
	76±2	$0,16\pm0,01$	124±12						
Пихтовые леса	26±2	$\overline{0,28\pm0,01}$	82±8						
Вторичные мелко-	83±2	$0,16\pm0,01$	138±4						
лиственные леса	37±1	$\overline{0,21\pm0,01}$	75±6						
Deservice and	69±3	$0,20\pm0,01$	132±12						
вторичные луга	42±3	$0,26\pm0,03$	107±12						
Под	таёжные л	андшафты	·						
Сосновые с	40±4	0.16 ± 0.01	62+10						
берёзой, кедром	40 ± 4	$0,10\pm0,01$	$\frac{03\pm18}{65\pm17}$						
и пихтой леса	40°±4	0,18±0,03	0311/						
	59±4	$0,18{\pm}0,01$	116±9						
вторичные луга	34*±1	$\overline{0,20\pm0,01}$	68±4						

*Средняя толщина свежего снега, выпавшего в период проведения наблюдений, составляет 17–25 см.

и 5). Эти ландшафты занимают наибольшую площадь в пределах бассейна, а антропогенные модификации в их пределах существенно отличаются по особенностям снегонакопления от фоновых условий, соответствующих коренным геосистемам. Наземные покровы можно условно разделить на два класса – лесные (пихтовые, вторичные мелколиственные, сосновые с участием берёзы и пихты) и луговые (вторичные луга, местами с древостоем). Самыми снежными среди рассматриваемых оказываются участки с преобладанием вторичных мелколиственных пород и открытые луговые пространства в пределах чернево-таёжного подтипа. На изменённых человеком участках снегозапасы и толщина снежного покрова, как правило, выше, чем под коренными пихтовыми лесами (максимально до 30% превышения по снегозапасам). Абсолютные

Наземный покров	Толщина снежного покрова, см		Плотность снежного покрова, г/см ³		Снегозапасы, мм	
	2014/15 г.	2015/16 г.	2014/15 г.	2015/16 г.	2014/15 г.	2015/16 г.
Чернево-таёжные субнеморальные ландшафты						
Пихтовые леса	12/16	15/58	0,02/15	0,0/19	38/30	36/44
Вторичные мелколиственные леса	10/12	8/22	0,02/9	0,04/18	11/8	16/22
Вторичные луга	23/33	24/56	0,04/18	0,08/32	39/29	38/36
Подтаёжные ландшафты						
Сосновые с берёзой, кедром и пихтой леса	18/45	19/32	0,03/19	0,01/6	36/57	19/16
Вторичные луга	14/36	11/33	0,06/36	0,06/32	34/52	21/31

Таблица 5. Среднеквадратичное отклонение о в единицах измеряемой величины (числитель) и коэффициент вариации *Cv* в % (знаменатель) для наблюдений в бассейне р. Майма в зависимости от классов наземных покровов

значения толщины снежного покрова в пределах подтаёжной части заметно ниже по сравнению с чернево-таёжными ландшафтами.

Дифференциация по отдельным классам наземных покровов позволяет уточнить ряд особенностей снегонакопления. Например, обращает на себя внимание высокая плотность снега под пихтовыми лесами в 2015/16 г. по сравнению с таковой в 2014/15 г., а также с другими классами наземных покровов. В целом, по всем выделам снегозапасы в 2015/16 г. были меньше на 18-45% по сравнению с 2014/15 г. Минимальная разница снегозапасов (около 3%) отмечена в подтайге и в смешанных лесах с преобладанием сосны. Результаты двухлетних наблюдений показали, что, как правило, в ландшафтах, изменённых человеком, снега откладывается больше, чем в коренных геосистемах. Это происходит из-за уменьшения потерь на перехват снега кронами деревьев, так как антропогенная модификация ландшафтов проявляется здесь в сведении, разреживании или замене коренного хвойного древостоя лиственным.

Литература

- Бойко Е.С., Погорелов А.В. Применение лазерного сканирования в исследованиях рельефа и снежного покрова. Морфометрический аспект. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2012. 147 с.
- 2. Игловская Н.В., Нарожный Ю.К. Определение снегозапасов Алтая с использованием спутниковой информации // Вестн. Томского гос. ун-та. 2010. № 334. С. 160–165.
- 3. Харук В.И., Ренсон К.Дж., Буренина Т.А., Онучин А.А., Федотова Е.В. Микроволновое зондирование как метод оценки снегозапасов в лесах

Выводы

В модельном бассейне р. Майма метеоусловия зимних периодов 2014/15 и 2015/16 гг. отличались как по абсолютным значениям метеопараметров, так и по их сезонному ходу. Зима 2014/15 г. относится к тёплым и среднеснежным, зима 2015/16 г. – к тёплым и малоснежным. Максимальные значения снегозапасов отмечены в пределах чернево-таёжных ландшафтов, однако разница с лесостепной частью бассейна не превышает 10 мм. Минимальные значения толщины снежного покрова и снегозапасов наблюдаются в подтаёжной части бассейна, что связано, вероятно, с влиянием орографических факторов и, в частности, с экспозицией склонов. Антропогенные изменения ландшафтов существенно изменяют условия снегонакопления относительно коренных (фоновых) геосистем. Самые большие снегозапасы наблюдаются во вторичных мелколиственных лесах и на лугах, они превышают значения снегозапасов под коренными пихтовыми лесами иногда на 30%.

References

- Boyko E.S., Pogorelov A.V. Primenenie lazernogo skanirovaniya v issledovaniyakh rel'efa i snezhnogo pokrova. Morfometricheskiy aspekt. Application of laser scanning in the research of relief and snow cover. Morphometric aspects. Novosibirsk: Academic Publishing House «Geo», 2012: 147 p. [In Russian].
- Iglovskaya N.V., NarozhniyYu.K. Estimation of snow storage in Altai using satellite information. *Vestnik Tomskogo* gosudarstvennogo universiteta. Vestnik of Tomsk State University. 2010, 334: 160–165. [In Russian].
- 3. *Kharuk V.I., Renson K.J., Burenina T.A., Onuchin A.A., Fedotova E.V.* Microwave sensing as a method for as-

Западного Саяна // География и прир. ресурсы. 1999. № 4. С. 85–90.

- Dietz A.J., Conrad C., Kuenzer C., Gesell G., Dech S. Identifying changing snow cover characteristics in central Asia between 1986 and 2014 from remote sensing data // Remote Sensing. 2014. V. 6. Is. 12. P. 12752– 12775. doi: 10.3390/rs61212752.
- Li H.Y., He Y.Q., Hao X.H., Che T., Wang J., Huang X.D. Downscaling snow cover fraction data in mountainous regions based on simulated inhomogeneous snow ablation // Remote Sensing. 2015. V. 7. Is. 7. P. 8995–9019. doi: 10.3390/rs70708995.
- Hopkinson C., Collins T., Anderson A., Pomeroy J., Spooner I. Spatial snow depth assessment using LiDAR transect samples and public GIS data layers in the Elbow River Watershed, Alberta // Canada Water Resource Journ. 2012. V. 37. Is. 2. P. 69–87. doi: 10.4296/cwrj3702893.
- 7. 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 съемки // Лёд и Снег. 2015. № 2 (130). С. 69-80. doi: 10.15356/2076-6734-2015-2-69-80.
- Elder K., Rosenthal W., Davis R.E. Estimating the spatial distribution of snow water equivalence in a montane watershed // Hydrological Processes. 1998.
 V. 12. P. 1793–1808. doi: 10.1002/(SICI)1099-1085(199808/09)12.
- Wetlaufer K., Hendrikx J., Marshall L. Spatial heterogeneity of snow density and its influence on snow water equivalence estimates in a large mountainous basin // Hydrology. 2016. V. 3. Is. 1. P. 1–17. doi: 10.3390/hy-drology3010003.
- Bühler Y., Marty M., Egli L., Veitinger J., Jonas T., Thee P., Ginzler C. Snow depth mapping in high-alpine catchments using digital photogrammetry // Cryosphere. 2015. V. 9. Is. 1. P. 229–243. doi: 10.5194/tc-9-229-2015.
- 11. Галахов В.П., Сюбаев А.А. Расчет объема стока первой волны половодья Оби у Барнаула. Барнаул: Изд-во Алтайского гос. ун-та, 2016. 122 с.
- 12. Атлас Алтайского края. Т. 1. М. Барнаул: ГУГК, 1978. 226 с.
- 13. Черных Д.В., Самойлова Г.С. Ландшафты Алтая (Республика Алтай и Алтайский край). М-б 1:500 000. Новосибирск, 2011.
- 14. Электронный ресурс: Всерос. НИИ гидрометеорологической информации / Официальный сайт Всерос. НИИ гидрометеорологической информации. URL: http://www.meteo.ru
- 15. 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.

sessment of snow reserves in forests of Western Sayans. *Geografiya i prirodnye resursy*. Geography and Natural Resources. 1999, 4: 85–90. [In Russian].

- 4. Dietz A.J., Conrad C., Kuenzer C., Gesell G., Dech S. Identifying changing snow cover characteristics in central Asia between 1986 and 2014 from remote sensing data. Remote Sensing. 2014, 6 (12): 12752–12775. doi: 10.3390/rs61212752.
- Li H.Y., He Y.Q., Hao X.H., Che T., Wang J., Huang X.D. Downscaling snow cover fraction data in mountainous regions based on simulated inhomogeneous snow ablation. Remote Sensing. 2015, 7 (7): 8995–9019. doi: 10.3390/ rs70708995.
- Hopkinson C., Collins T., Anderson A., Pomeroy J., Spooner I. Spatial snow depth assessment using LiDAR transect samples and public GIS data layers in the Elbow River Watershed, Alberta. Canada Water Resource Journ. 2012, 37 (2): 69–87. doi: 10.4296/cwrj3702893.
- Dvornikov Yu.A., Khomutov 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. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2015-2-69-80.
- Elder K., Rosenthal W., Davis R.E. Estimating the spatial distribution of snow water equivalence in a montane watershed. Hydrological Processes. 1998, 12: 1793– 1808. doi: 10.1002/(SICI)1099-1085(199808/09)12.
- 9. *Wetlaufer K., Hendrikx J., Marshall L.* Spatial heterogeneity of snow density and its influence on snow water equivalence estimates in a large mountainous basin. Hydrology. 2016, 3 (1): 1–17. doi: 10.3390/hydrology3010003.
- Bühler Y., Marty M., Egli L., Veitinger J., Jonas T., Thee P., Ginzler C. Snow depth mapping in high-alpine catchments using digital photogrammetry. Cryosphere. 2015, 9 (1): 229–243. doi: 10.5194/tc-9-229-2015.
- 11. 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: ASU Publ., 2016: 122 p. [In Russian].
- 12. Atlas Altayskogo kraya. Atlas of Altai Krai. V. 1. Moscow-Barnaul, 1978: 226 p. [In Russian].
- Chernykh D.V., Samoylova G.S. Landshafty Altaya (Respublika Altay i Altayskiy kray). Altai landscapes (Republic of Altai and Altai Krai). Scale 1:500 000. Novosibirsk, 2011. [In Russian].
- 14. Internet source: All-Russian Research Institute of Hydrometeorological Information. Official website: URL:http://www.meteo.ru
- 15. 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].
- Lubenets L.F., Chernykh D.V. The role of anthropogenic transformations in landscape- hydrological organization of the Maima river basin. Vestnik Volgogradskogo gosuniversiteta. Seriya 11. Estestvennye nauki. Herald of Volgograd State University Ser. 11. Natural Sciences. 2015, 1: 61–67. [In Russian]. doi: 10.15688/jvolsu11.2015.1.6.

- 16. Лубенец Л.Ф., Черных Д.В. Роль антропогенных модификаций в ландшафтно-гидрологической организации бассейна р. Майма // Вестн. Волгоградского гос. ун-та. Сер. 11. Естеств. науки. 2015. № 1. С. 61–67. doi: 10.15688/jvolsu11.2015.1.6.
- Быков Н.И., Попов Е.С. Наблюдения за динамикой снежного покрова в ООПТ Алтае-Саянского экорегиона (методическое руководство). Красноярск, 2011. 64 с.
- 18. Руководство по снегомерным работам в горах. Л.: Гидрометеоиздат, 1958. 148 с.
- Научно-прикладной справочник по климату СССР: Сер. 3: Многолетние данные. Ч. 1–6. Вып. 20. СПб.: Гидрометеоиздат, 1993. 718 с.
- Галахов Н.Н. Выделение типов зим по высоте и динамике снежного покрова на большей части территории СССР // Роль снежного покрова в природных процессах. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 11–26.
- 21. *Грудинин Г.В.* Снежный покров юга Минусинской котловины. Новосибирск: Наука, 1981. 160 с.
- 22. Ревякин В.С., Кравцова В.И. Снежный покров и лавины Алтая. Томск: Изд-во ТГУ, 1977. 214 с.
- 23. Буренина Т.А., Шишкин А.С., Онучин А.А., Борисов А.Н. Снежный покров на вырубках разных лет в пихтово-кедровых лесах Енисейского кряжа // Лесоведение. 2013. № 6. С. 26–36.
- 24. Электронный pecypc: https://www.google.ru/maps/
- 25. Электронный pecypc: https://yandex.ru/maps/
- 26. Электронный pecypc: https://www.bing.com/maps
- 27. Электронный pecypc: http://gptl.ru/

- BykovN.I., Popov E.S. Nablyudeniya za dinamikoy snezhnogo pokrova v OOPT Altae-Sayanskogo ekoregiona (metodicheskoe rukovodstvo). Observations of snow cover dynamics in protected areas of the Altai-Sayan Ecoregion (methodical guide). Krasnoyarsk, 2011: 64 p. [In Russian].
- 18. *Rukovodstvo po snegomernym rabotam v gorakh*. Manual on snow-measuring works in the mountains. Lenin-grad: Gidrometeoizdat, 1958: 148 p. [In Russian].
- Nauchno-prikladnoy spravochnik po klimatu SSSR. Seriya 3: Mnogoletnie dannye. Scientific-applied handbook on the USSR climate. Ser. 3: Long-term data. P. 1–6. Is. 20. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1993: 718 p. [In Russian].
- Galakhov N.N. Identification of winter types via snow cover height and dynamics in most parts of the USSR. *Rol' snezhnogo pokrova v prirodnyh processah*. Role of snow cover in natural processes. Moscow: Publ. of the USSR Academy of Sciences, 1961: 11–26. [In Russian].
- Grudinin G.V. Snezhnyy pokrov yuga Minusinskoy kotloviny. Snow cover in the south of the Minusinsk hollow. Novosibirsk: Nauka, 1981: 160 p. [In Russian].
- 22. *Revyakin V.S., Kravtsova V.I. Snezhnyy pokrov i laviny Altaya*. Snow cover and avalanches in Altai. Tomsk: TGU Publ., 1977: 214 p. [In Russian].
- Burenina T.A., Shishkin A.S., Onuchin A.A., Borisov A.N. Snow cover on felled areas in fir-siberian pine forests of the Yenisey Ridge. *Lesovedenie*. Dendrology. 2013, 6: 26–36. [In Russian].
- 24. https://www.google.ru/maps/
- 25. https://yandex.ru/maps/
- 26. https://www.bing.com/maps
- 27. http://gptl.ru/

Подземные льды и наледи

УДК 551.345:547.211

doi: 10.15356/2076-6734-2018-1-65-77

Accepted July 6, 2017

Метан в подземных льдах и мёрзлых отложениях на побережье и шельфе Карского моря

© 2018 г. И.Д. Стрелецкая^{1*}, А.А. Васильев^{2,3}, Г.Е. Облогов^{2,3}, П.Б. Семенов⁴, Б.Г. Ванштейн⁴, Е.М. Ривкина⁵

¹Московский государственный университет, Москва, Россия; ²Институт криосферы Земли СО РАН, Тюмень, Россия; ³Тюменский государственный университет, Тюмень, Россия; ⁴Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С. Грамберга, Санкт-Петербург, Россия;

⁵Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, Московская область, г. Пущино, Россия *irinastrelets@gmail.com

Methane in ground ice and frozen sediments in the coastal zone and on the shelf of Kara Sea

I.D. Streletskaya¹, A.A Vasiliev^{2,3}, G.E. Oblogov^{2,3}, P.B. Semenov⁴, B.G. Vanshtein⁴, E.M. Rivkina⁵

¹Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia;²Earth Cryosphere Institute, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Tyumen, Russia; ³Tyumen State University, Tyumen, Russia; ⁴All-Russian Research Institute of Geology and Mineral Resources of the World Ocean (FSUE «VNIIOkeangeologia named after academician I.S. Gramberg»), Saint-Petersburg, Russia; ⁵Institute of Physicochemical and Biological Problems in Soil Sciences, Russian Academy of Sciences, Moscow Region, Pushchino, Russia *irinastrelets@gmail.com

Received April 1, 2017

Keywords: ground ice, isotopic composition, methane content, Neopleistocene, permafrost.

Summary

Degradation of permafrost on the continental shelf and shores of the Arctic seas may be a main cause of the methane emission to the atmosphere from marine sediments. To quantify this effect it is necessary to have reliable data on the methane content in the underground ice and frozen Quaternary deposits. Samples of frozen (permafrost) sediments and ground ice, taken in three reference coastal sections made in the Mid- and Late Pleistocene coastal exposures and on the Kara sea shelf, were collected and studied. The samples were analyzed to determine composition, salinity, organic carbon content, and other characteristics of the underground ices. About 270 samples allowed determination of the gas composition and the methane concentration. The gas is present in the pores of the rocks and air bubbles in the ice. Gas was present in pores of sediments and in bubbles within the ice. It has been established that the composition of non-hydrocarbon gases in the underground ice does not correspond to the composition of the atmosphere in the time of formation of them. The methane content in the underground ice and frozen sediments is characterized by very high variability. The highest concentrations of methane are inherent in layers of the massive ground ice and reach up to 23000 ppm; the maximum concentration of methane in the massive vein ices does not exceed 900 ppm. High concentrations of methane in layers of the massive ice confirm their non-glacier formation. The highest, up to 6400 ppm, methane concentrations in permafrost sediments are characteristic for the Late Pleistocene marine clays, while in the Mid Pleistocene marine clays it does not exceed 1700 ppm. The isotopic composition of methane in frozen sediments and ground ice in both, the Cara Sea coast and shelf, is indicative of similar bacterial genesis of the gas. The total organic carbon content plays the limiting role in the methane production and its accumulation in the frozen sediments and ground ice.

Citation: Streletskaya I.D., Vasiliev A.A., Oblogov G.E., Semenov P.B., Vanshtein B.G., Rivkina E.M. Methane in ground ice and frozen sediments in the coastal zone and on the shelf of Kara Sea. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2018. 58 (1): 65–77. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2018-1-65-77

Поступила 1 апреля 2017 г.

Принята к печати 6 июля 2017 г.

Ключевые слова: изотопный состав, многолетнемёрзлые породы, неоплейстоцен, подземный лёд, содержание метана.

В трёх береговых разрезах и в одной точке на шельфе Карского моря исследованы состав и свойства подземных льдов и мёрзлых отложений, включая газовый состав и концентрацию метана. Наиболее высокие концентрации метана (до 23 352 ppm) установлены в пластовых льдах, а в жильных льдах она достигает лишь 1112 ppm. Большие концентрации метана в воздушных пузырьках пластовых льдов и их изотопный состав указывают на не ледниковый генезис этих льдов.

Введение

В последнее десятилетие проблема эмиссии метана при деградации многолетнемёрзлых пород на шельфе арктических морей и континентальном обрамлении вошла в ряд приоритетных, что обусловлено достаточно высокими запасами органического углерода и метана в отложениях шельфа [1]. Однако оценки возможных последствий выделения метана при деградации мерзлоты во многом расходятся. По мнению Н. Шаховой и И. Семилетова [2], дополнительная эмиссия метана из протаивающих субаквальных многолетнемёрзлых пород может быть серьёзным фактором изменения климата в Арктике. Напротив, по оценкам О.А. Анисимова [3], дополнительная эмиссия метана за счёт деградации мерзлоты не может существенно повлиять на климат.

На суше главные источники эмиссии метана в атмосферу Арктики – болота, озёра, сезонно-талый слой, деградирующая мерзлота, возможно, глубинные эманации газа и др. [2, 4–7]. Многолетнемёрзлые породы и подземные льды на шельфе и континенте могут содержать значительное количество газов, в том числе метана. Общий состав и количество углеводородных и неуглеводородных газов в полигонально-жильных льдах (ПЖЛ) исследовались в Канадской Арктике [8] и в восточном секторе Российской Арктики [9-11]. Установлено, что концентрации азота и углекислого газа в жильных льдах выше, чем в атмосферном воздухе, в то время как содержание кислорода на 5-10% ниже. Содержание метана в ПЖЛ такое же или несколько больше по сравнению с атмосферным воздухом.

Исследование мёрзлых песков и супесей из скважин, пробуренных Геологической службой Канады в дельте р. Маккензи, показало наличие в них на глубинах от 18 до 345 м концентрации метана более 5 мл/кг [10]. В Печорском море, вблизи пролива Карские Ворота, бурением установлены массивы льдистых мёрзлых пород и крупные залежи пластовых льдов. Анализ газа, отобранного из пробы оттаявшего текстурного льда с глубины 43–45 м от поверхности дна, показал, что из всей углеводородной группы газов присутствует только метан, содержание которого превышало 3,1 г/м³ [12].

Отмечаются различия в содержании метана в континентальных и в морских отложениях. В кон-

тинентальных отложениях ледового комплекса на северо-востоке России, промерзавших сингенетически, содержание метана низкое или он отсутствует [9]. Напротив, в морских отложениях и в озёрных осадках, промерзавших преимущественно эпигенетически, содержание метана относительно высокое [13]. При этом газовые скопления приурочены к горизонтам, обогащённым органикой. Как правило, с увеличением дисперсности отложений количество метана в них возрастает [10, 14].

Результаты исследования газовых включений в пластовых льдах Канадской Арктики приведены в работах [15–17]. Получены единичные данные по содержанию метана в пластовых льдах в районах Западного Ямала – Марре-Сале, Белуший нос и Бованенковское месторождение [18, 19]. Исследования газового состава ледяных пластовых залежей на Западном Ямале в районе мыса Белуший нос и на р. Се-Яха (Мутная) показали, что концентрация метана в них на 1-2 порядка больше концентрации в воздухе [19]. Авторы объясняют это процессами метаногенеза, которые могут протекать и при отрицательных температурах за счёт присутствия микроорганизмов, численность которых контролируется общим содержанием минеральной взвеси во льду [20-23].

С генетической точки зрения особый интерес имеют значения изотопного состава $\delta^{13}C(CH_4)$, которые для подземных льдов, как правило, указывают на его бактериальное происхождение [18, 23, 24]. Бактериальное происхождение метана в сингенетических мёрзлых толщах Восточной Сибири и в мёрзлых породах дельты р. Маккензи также подтверждают значения изотопов углерода $\delta^{13}C(CH_4)$, которые варьируют от -64 до -99‰ [10] и от -77,9 до -89,9‰ [15] соответственно. Метан, образованный при термокаталитическом синтезе в земной коре, характеризуется более тяжёлым изотопным составом. Так, по данным работы [25], для сеноманских и неокомских газовых залежей на Ямале значения $\delta C^{13}(CH_4)$ изменяются от -50 до -43%, что указывает на его термогенное происхождение.

Отметим, что исследования газового состава (включая метан) мёрзлых отложений и подземных льдов на шельфе и побережье арктических морей носили фрагментарный характер, что и определяет основную цель настоящей работы — изучить содержание и генезис метана в подземных льдах и в мёрзлых разновозрастных четвертичных отложениях на побережье и шельфе Карского моря. Полученные данные можно использовать для приближённой оценки эмиссии метана при деградации мерзлоты на шельфе, сложенном поздненеоплейстоценовыми отложениями морского и континентального генезиса с крупными залежами подземных льдов, которые типичны для западного сектора Российской Арктики. Кроме того, газовые включения в подземных льдах и мёрзлых породах могут служить индикатором условий криогенеза, а их количество и состав отражать изменения природы Арктики в прошлом.

Район исследований

Изучение содержания и генезиса метана в подземных льдах и мёрзлых отложениях проведено на четырёх ключевых участках (рис. 1). В геологическом отношении два участка – Мар-

ре-Сале (Западный Ямал) и Сопочная Карга (Западный Таймыр) – представлены комплексами поздненеоплейстоценовых отложений морского и континентального генезиса с крупными залежами подземных льдов, характерными для западного сектора Российской Арктики. Третий участок – мыс Салемал (100 км к северо-востоку от Салехарда) – сложен типичными средненеоплейстоценовыми глинами. Содержание метана в мёрзлых поздненеоплейстоценовых глинах на шельфе Карского моря анализировалось по пробам, поднятым с помощью гравитационной трубки в районе Университетского поднятия, и по многочисленным донным пробам немёрзлых разновозрастных отложений на всей территории Карского моря. Таким образом, оценка содержания метана и выяснение его генезиса проведены для геологических разрезов на шельфе и в прибрежной области, охватывающих геологическое время от среднего неоплейстоцена до голоцена.



Рис. 1. Схема расположения участков, для которых проведено изучение метана в подземных льдах и мёрзлых отложениях

Fig. 1. Scheme of areas location for which methane in ground ice and frozen sediments has been studied





Рис. 2. Геологические разрезы берегового обрыва ключевых участков: *a* – Марре-Сале; *б* – Сопочная Карга. *1* – морские глины и суглинки с прослоями заиленных супесей и песков; *2* – озёрно-аллювиальные и болотные песчаные и супесчаные отложения; *3* – песчаные аллювиальные, озёрно-болотные и эоловые отложения; *4* – болотные торфяные отложения; *5* – полигонально-жильные льды; *6* – пластовые льды; *7* – возраст отложений (индексы соответствуют ступеням общей стратиграфической шкалы четвертичного периода); *8* – геологические границы; *9* – места расчисток и отбора проб; п/с – полярная станция **Fig. 2.** Geological sections of the coastal cliffs for key areas:

a - Marre-Sale; $\delta -$ Sopochnaya Karga. 1 - sea clays and loam with interbeds of silted sandy loam and sand; 2 - lacustrine-alluvial and swamp sandy and sandy-loam sediments; 3 - sandy alluvial, lacustrine and eolian deposits; 4 - marsh peat deposits; 5 - ice wedges; $\delta -$ massive ice; 7 - age of sediments (indexes corresponds to the steps of the general stratigraphic scale of Quaternary period); 8 - geological boundaries; 9 - places of geologic profile and sampling; $\pi/c -$ polar station

Участок Марре-Сале. Находится в зоне сплошного распространения многолетнемёрзлых пород. Мощность твёрдомёрзлой толщи около 90 м. Ниже залегают пластичные отложения с отрицательно температурой, не содержащие ледяных включений. Общая мощность криолитозоны и глубина залегания изотермы 0 °С не установлена. Среднегодовая температура пород в зависимости от ландшафтов поверхности изменяется от -2,5 до - 6,0 °С. Обрывистые морские берега высотой 15-30 м сложены поздненеоплейстоценовыми и голоценовыми отложениями морского и континентального генезиса (рис. 2, а). Данные о геологическом и криогенном строении, свойствах и возрасте четвертичных отложений района Марре-Сале опубликованы ранее [26-29 и др.].

В основании разреза залегают засолённые морские глины и суглинки с прослоями заиленных супесей и песков поздненеоплейстоценового возраста (III¹), который сопоставляется по возрасту с изотопной стадией МИС 5 [30]. Видимых фрагментов органики (Сорг) в отложениях нет, но среднее её содержание в суглинках и глинах составляет 0,84%. Морские глинистые отложения промерзали эпигенетически. Верхняя часть разреза сложена комплексом континентальных озёрно-аллювиальных и болотных песчаных и супесчаных отложений поздненеоплейстоценового возраста (III³⁻⁴), коррелирующих по времени накопления с изотопными стадиями МИС 3 и МИС 2 [26]. Континентальные пески и супеси содержат органический материал в виде растительного детрита; среднее содержание органического углерода Соорг достигает 0,34%. Голоценовые отложения представлены маломощными аллювиальными и эоловыми песками и торфами. В зависимости от условий формирования и промерзания в верхней части разреза присутствуют и сингенетические, и эпигенетические криогенные толщи.

В геологической разрез включены разные типы подземных льдов. ПЖЛ образуют два яруса в верх-

ней континентальной толще: голоценовые жилы имеют чёткую клиновидную форму, часто надстраивают более древние жилы, проникающие в подстилающие морские отложения. Лёд жил прозрачный, с включениями минеральных частиц жёлтого цвета, органического детрита и многочисленными вытянутыми вертикально пузырьками газа диаметром до 3 мм. Крупные доголоценовые ледяные жилы начали формироваться в самом конце МИС 3 и продолжили активный рост в МИС 2 [31]. Лёд в жилах с минеральными включениями имеет серый цвет и содержит пузырьки воздуха диаметром 1–2 мм вытянутые вертикально.

В разрезе присутствуют два типа пластовых льдов. Первый тип пластового льда приурочен к контакту морских глин и песчано-глинистых континентальных отложений и представляет собой линзу мощностью 3-10 м и протяжённостью около 300 м. Прослои чистого льда чередуются с ледогрунтовыми прослоями, в разной степени обогащёнными минеральным и органическим материалом. Визуально этот тип пластового льда воспринимается как ледогрунт. Лёд содержит воздушные пузырьки диаметром 1-2 мм округлой и вытянутой форм, газ в которых находится под давлением. Многочисленные пузырьки распределены во льду неравномерно. Второй тип пластового льда — это ледяная линза протяжённостью около 150-200 м внутри глинистых морских отложений. Подошва ледяной линзы уходит под уровень моря, видимая мощность пластового льда около 6-8 м. Лёд прозрачный, но кажется чёрным из-за большого числа минеральных включений чёрного цвета. Многочисленные круглые пузырьки газа диаметром до 4 мм неравномерно распределены в массиве льда. Газ в пузырьках также находится под давлением.

Участок Сопочная Карга. Расположен в зоне сплошного распространения многолетнемёрзлых пород мощностью более 300 м. В зависимости от типа ландшафта среднегодовая температура пород меняется от -8,5 до -9,6 °C. Как и на участке Марре-Сале, обрывистый морской берег Енисейского залива сложен отложениями морского и континентального генезиса поздненеоплейстоценового и голоценового возраста. Данные о геологическом и криогенном строении разреза приведены в работе [32]. Геологический разрез ключевого участка Сопочная Карга представлен на рис. 2, *б*.

В основании северной части разреза залегают горизонтально слоистые морские глины и суглинки, возраст которых III¹ сопоставляется с изотопной стадией МИС 5. Видимых включений органики в глинах нет, но среднее содержание Сорг составляет около 1% [33]. На размытой поверхности морских глин залегают континентальные аллювиальные пески и супеси возраста III³⁻⁴, накопление которых происходило в МИС 3-МИС 2. Среднее содержание Сорг в них – менее 0,7%. Завершает разрез голоценовый торфяник (МИС 1) мощностью 1-2 м. В северной части разреза присутствует только один ярус жильных льдов. По отношению к вмещающим пескам и супесям ледяные жилы относятся к сингенетическим, т.е. образовавшимся одновременно с накоплением осадков. Таким образом, возраст ледяных жил в этой части разреза, скорее всего, МИС 3-2. Лёд из жил имеет молочно-белый цвет, содержит включения песчаных частиц и вертикально вытянутых пузырьков газа диаметром 1–2 мм. Пластовый лёд, как и на участке Марре-Сале, приурочен к контакту морских и континентальных толщ. Ледяное тело в форме линзы представлено нечётко чередующимися прослоями чистого льда и прослоями, обогащёнными минеральной взвесью. Внутри ледяного тела находятся крупные глинистые блоки, сохраняющие исходную слоистость. Размеры круглых газовых пузырьков, содержащихся во льду, – от 0,5 до 3–5 мм. Пластовый лёд по условиям залегания и свойствам аналогичен пластовому льду первого типа на участке Марре-Сале.

В южной части разреза крупнозернистые пески выше по разрезу сменяются мелкозернистыми пылеватыми песками и супесями с корешками растений, с прослоями, гнёздами и линзами торфа. Эти пески и супеси относятся к пойменной фации. Их возраст III⁴ коррелирует с МИС 2. Содержание C_{opr} в этом горизонте достигает 1,5%. В южной части разреза присутствуют два яруса жильных льдов. Голоценовые льды образуют верхний ярус. Лёд этих жил содержит минеральные и торфяные включения. Жилы нижнего яруса имеют бо́льшие размеры, формировались они в МИС 2 [32].

Участок мыс Салемал. В геологическом отношении разрез на мысе Салемал представлен монотонной толщей мёрзлых тёмно-серых глин ледово-морского генезиса средненеоплейстоценового возраста [34], коррелирующего с морскими изотопными стадиями МИС 6—8. Глины плотные, малольдистые, не содержат пластовых и полигонально-жильных льдов. Однако по разрезу встречаются псевдоморфозы по вытаявшим в прошлом жильным льдам, которые показывают, что к концу среднего неоплейстоцена побережье моря смещалось на север, а на осушенных территориях сразу начиналось эпигенетическое промерзание морских отложений и рост ПЖЛ [35]. Район мыса Салемал относится к области островной мерзлоты, мощность которой не установлена. Среднегодовая температура пород здесь около -1 °C.

Участок Университетского поднятия в Карском море. В районе Университетского поднятия при глубине моря 67 м с помощью гравитационной трубки были подняты мёрзлые глины, которые по составу, свойствам и времени накопления, скорее всего, относятся к поздненеоплейстоценовым (МИС 5). Длина отобранной колонки — 180 см. С глубины 0,4 м от поверхности морского дна глины мёрзлые, и промерзание было эпигенетическим. Температура морского дна в этом районе составляет около -1,4 °C.

Методы исследований

Мёрзлые образцы для выделения газовой компоненты с последующим определением в ней содержания метана и его гомологов отбирали из разновозрастных жильных льдов, пластовых льдов и вмещающих мёрзлых отложений. В зависимости от размера ледяной жилы отбирали от 4 до 7 монолитов по горизонтальным и вертикальным профилям и 3-4 монолита из вмещающих жилу отложений. Из пластовых льдов в различных точках залежей отбирали 2-6 монолитов с визуально разной концентрацией газовых включений. Мёрзлые вмещающие отложения опробовали в естественных обнажениях по вертикальным сечениям через 1–1,5 м, анализировали не менее двух образцов из каждой литологической разности. На участке Марре-Сале взято 84 образца ископаемых пластовых и жильных льдов и около 150 образцов мёрзлых вмещающих отложений. На участке Сопочная Карга – 13 образцов из ПЖЛ и 12 образцов из пластовых льдов. На участке мыс Салемал -

8 образцов из мёрзлой глинистой толщи. В районе Университетского поднятия с помощью гравитационной трубки подняты мёрзлые глины, из которых отобрано 4 образца. Дегазация проб подземных льдов и мёрзлых отложений проводилась двумя способами.

В первом случае отобранные образцы льда изометричной формы массой около 1 кг складировались в мобильный холодильник и доставлялись на борт судна, которое находилось в море недалеко от берега. В судовой лаборатории проводили дегазацию льда. Масса каждой пробы льда, подготовленной для дегазации, составляла не менее 200 г. Дегазацию льда и мёрзлых осадков вели с помощью установки СУОК-ДГ с динамическим принципом извлечения газов. Метод основан на распылении водной суспензии, содержащей извлекаемые газы, с одновременным созданием высокого разрежения в зоне распыления. Этот способ обеспечивает извлечение окклюдированного газа, включая и «свободный» газ, и равномерную по эффективности дегазацию всех компонентов природных газов как из воды, так и из мёрзлых осадков, что позволяет исключить преимущественное извлечение лёгких газов с высокими коэффициентами диффузии по отношению к тяжёлым газам. Компонентный состав газов определялся методом газовой хроматографии на установке SHIMADZU GC 2014, оснащённой пламенно-ионизационным детектором ГХ-ПИД.

Во втором случае отбирались образцы мёрзлых отложений и льда в полевых условиях с использованием шприцов объёмом 150 мл. Образцы доводили до цилиндрической формы массой 50±1 г и помещали в шприцы. Пробы мёрзлых отложений дегазированы непосредственно в поле методом «head space» [36]. Все газовые пробы дублировались. Содержание метана в газовой фазе определялись: в лаборатории ИФХиБПП РАН (Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН Московская область, г. Пущино) на газовом хроматографе ХПМ.4 с плазменно-ионизационным детектором; в лаборатории ВНИИОкеангеологии (Санкт-Петербург) на газовом хроматографе SHIMADZU GC 2014 и в лаборатории геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова (Москва).

Всего для анализа отобрано 107 образцов подземных льдов и 159 образцов мёрзлых вме-
щающих отложений, которые в дальнейшем подвергались дегазации. Часть образцов дублировалась, что позволило проанализировать пробы газа на содержание метана как в лаборатории ИФХиБПП РАН, так и в лаборатории ВНИИОкеангеологии. Сравнение полученных данных показало, что разница в концентрации метана, определённой в разных лабораториях, не превышает $\pm 30\%$, что можно считать допустимым в связи с большой изменчивостью содержания метана в мёрзлых породах и льдах. В отдельных пробах совпадение было полным.

Для 13 проб газа с высоким содержанием метана (более 0.5%) в ГЕОХИ РАН (Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН) на изотопном масс-спектрометре (в конфигурации GC-C-IRMS) определены значения изотопов $\delta^{13}C(CH_4)$. Изотопный состав метана в шести пробах газа анализировался в лаборатории геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова. Определение изотопов $\delta^{13}C(CH_4)$ и значений изотопа водорода в метане D(CH₄) в шести пробах газа изо льда выполнено в лаборатории ISOLAB B.V. (Нидерланды). 74 образца мёрзлых пород исследовали на содержание органического углерода в лаборатории ВНИИОкеангеология. Содержание органического углерода в мёрзлых отложениях измерено методом каталитического окисления на базе анализатора общего и органического углерода TOC – VCSH – SHIMADZU.

Обсуждение результатов

Метан в подземных льдах. Из углеводородных газов в газовой компоненте подземных льдов и мёрзлых отложений преобладает метан, его на порядок больше всех остальных углеводородных газов. Содержание метана в газовой компоненте льда и вмещающих отложений имеет полимодальный характер распределения и, в первую очередь, зависит от газонасыщенности исследуемых образцов. При этом концентрации метана могут различаться в десятки раз. Статистические параметры распределения метана в газовой компоненте подземных льдов различного генезиса и возраста с участков Марре-Сале и Сопочная Карга приведены в табл. 1. На участке Марре-Сале средние значения содержания метана в ПЖЛ голоценового и поздненеоплейстоценового воз-

Таблица 1. Концентрация метана (ppm) в воздушных пузырьках подземных льдов на участках Марре-Сале и Сопочная Карга*

Генезис и возраст	Участок	Участок	
льда	Марре-Сале	Сопочная Карга	
Голоценовые поли- гонально-жильные	209(20)/1112/2	91(8)/272/9	
Поздненеоплейсто- ценовые полиго- нально-жильные	113(28)/836/2	68 (5)/113/31	
Пластовый лёд пер- вого типа	5854(18)/17 113/26	474 (12)/1588/7	
Пластовый лёд вто- рого типа	2459(16)/23 352/2	_	

*Среднее/максимальное/минимальное содержание; в скобках приведено число образцов; прочерки — отсутствие прямых определений концентраций газа.

раста составляют 209 и 113 ррт соответственно (здесь и далее концентрации даны в миллионных долях в единице объёма льда или грунта). Для сравнения отметим, что концентрация метана в ледниковом льду Антарктиды составляет всего 0,3-0,7 ppm [37], что на три порядка ниже, чем в жильных льдах. Относительно высокие содержания метана в ПЖЛ можно объяснить его продуцированием непосредственно в ПЖЛ при метаногенезе и/или попадании с талой водой весной. Возможность метаногенеза во льдах и мёрзлых отложениях при не слишком низкой, но отрицательной температуре за счёт жизнедеятельности анаэробных бактерий высказывалась ранее [18], и наши результаты подтверждают эту точку зрения. При этом интенсивность продуцирования метана сравнительно высока.

В пластовых льдах обоих типов в Марре-Сале концентрация метана на порядок выше, чем в ПЖЛ, и достигает 23 352 ppm (см. табл. 1). Столь высокие концентрации метана нельзя объяснить только метаногенезом анаэробных бактерий во льду при отрицательных, но высоких температурах. Очевидно, высокое содержание метана в пластовых льдах — результат его миграции из вмещающих пород и концентрирования в ледяном теле при промерзании изначально не мёрзлой толщи и образовании ледяного тела. Исключительно высокое содержание метана в пластовых льдах убедительно подтверждает их не атмосферное, а внутригрунтовое происхождение.

В подземных льдах участка Сопочная Карга наименьшее среднее содержание метана харак-

Возраст, состав	Участок Марре-Сале	Участок мыс Салемал	Участок Университетское поднятие
МИС 1, пески	112(18)/519/2		
МИС 2, пески, супеси	185(15)/554/12	_	
МИС 2-3, супеси, суглинки	140(62)/1969/2		_
МИС 5, суглинки, глины	2246(52)/6467/1148	945(8)/1752/28/30	
МИС 6, глины	-	_	600(4)/769

Таблица 2. Концентрация метана (ppm) в мёрзлых отложениях на участках Марре-Сале, мыс Салемал, Университетское поднятие*

*Среднее/максимальное/минимальное содержание; в скобках приведено число образцов; прочерки — отсутствие прямых определений концентраций газа.

терно для поздненеоплейстоценовых ПЖЛ и составляет 68 ррт. В голоценовых ПЖЛ среднее содержание метана 91 ррт. В пластовом льду, внешне похожем на пластовый лёд первого типа участка Марре-Сале, среднее содержание метана значительно возрастает по сравнению с ПЖЛ и составляет 474 ррт (см. табл. 1). В целом, средние содержания метана на участке Сопочная Карга во всех типах льда ниже, чем на участке Марре-Сале. Отметим, что по данным [38], концентрация метана в жильных льдах в районе Мамонтовый Клык на побережье моря Лаптевых ещё ниже и равна в среднем 1-7 ррт. Возможно, это связано с тем, что продуцирование метана за счёт метаногенеза практически отсутствует, что обусловлено суровыми климатическими условиями при формировании ПЖЛ. Так, современная среднегодовая температура воздуха понижается с запада на восток от Западного Ямала до дельты Лены с -8,2 до -15,4 °С. При этом во время образования поздненеоплейстоценовых жильных льдов (МИС 2) температура воздуха была на 6-10 °С ниже по сравнению с современной [39] при сохранении общего тренда понижения температуры с запада на восток. Это обусловливает значительное снижение интенсивности процессов метаногенеза и, как следствие, уменьшение содержания метана в жильных льдах в данном направлении.

Метан во вмещающих отложениях. Статистические параметры распределения содержания метана в газовой компоненте во вмещающих мёрзлых отложениях приведены в табл. 2. Минимальные средние содержания метана характерны для песков и супесей, включая суглинки континентального генезиса, и варьируют от 112 до 185 ppm. Максимальные средние содержания метана присущи морским глинистым поздненеоплейстоценовым отложениям и составляют 2246 ppm, при максимальных значениях



Рис. 3. Зависимость концентрации метана в мёрзлых отложениях от содержания общего органического углерода

Fig. 3. Concentration of methane in frozen sediments versus total organic carbon content

6467 ррт. В районе Университетского поднятия среднее содержание метана в газовой компоненте поздненеоплейстоценовых мёрзлых морских глин составляет 600 ррт. В средненеоплейстоценовых мёрзлых глинах на участке мыс Салемал оно не превышает 1752 ррт. Наименьшие содержания метана в газовой компоненте характерны для современных (голоценовых) немёрзлых морских глин на шельфе Карского моря. Как правило, концентрация метана в них варьирует от 10 до 50 ррт [6, 40]. Сопоставление средних содержаний метана в газовой компоненте во вмещающих отложениях и в пластовых льдах указывает на более высокие их концентрации в последних, что обусловлено миграцией (вытеснением) метана из вмещающих отложений в формирующееся ледяное тело при промерзании толщи. Вытеснение газовых включений от фронта промерзания



в промерзающую толщу совершенно аналогично хорошо известному процессу вытеснения солей.

При продуцировании метана во вмещающие отложения большое значение имеет общее содержание органического углерода, который лимитирует в них метаногенез. Последнее наиболее чётко проявлено на графике зависимости концентрации метана в газовой компоненте вмещающих отложений от содержания общего органического углерода (рис. 3). Как видно, при содержании общего органического углерода менее 1,1% обнаруживается значимая положительная корреляция с концентрацией метана в породах. Однако при высоких содержаниях органического углерода (более 1,1%) количество органики перестаёт быть определяющим фактором метаногенеза.

Изотопный состав метана во льдах и вмещающих отложениях. Низкая концентрация метана в образцах из ПЖЛ не позволила установить значения изотопного состава $\delta^{13}C(CH_4)$ и D(CH₄). Изотопный состав $\delta^{13}C(CH_4)$ определён в 25 образцах подземных льдов и мёрзлых вмещающих отложений, изотопный состав D(CH₄) – для шести образцов, отобранных только из пластовых льдов на ключевом участке Марре-Сале. Для атмосферного метана знаРис. 4. Значения изотопного состава метана (чёрные точки), содержащегося в воздушных пузырьках пластовых льдов на CD-диаграмме Витикара [42] для классификации бактериального и термогенного природного газа в зависимости от соотношения изотопов δ^{13} C (метана) и D (метана)

Fig. 4. The values of the isotope composition of methane (black dots) contained in the air bubbles of massive ice on the CD-diagram by Whiticar [42] for the classification of bacterial and thermogenic natural gas, depending on the ratio of isotopes δ 13C (methane) and D (methane)

чения $\delta^{13}C(CH_4)$ и D(CH₄) составляют –54,5 и –145,0 ‰ соответственно [41]. Результаты изотопно-спектрометрического анализа метана однозначно свидетельствуют о его бактериальном генезисе (рис. 4) [42]. Значения $\delta^{13}C(CH_4)$ меняются в пределах –62 ÷ –74 ‰. Значения D(CH₄) изменяются от –259 до –330 ‰. Среднее значение $\delta^{13}C(CH_4)$ составляет –68,6 ‰, стандартное отклонение равно ±7,3 ‰. При этом и подземным льдам, и вмещающим мёрзлым отложениям присущи одинаковые показатели изотопного состава метана, что подтверждает единый механизм метаногенеза в них.

Значения δ^{13} С для метана, отобранного из мёрзлых четвертичных отложений на глубинах 20–130 м на Бованенковском месторождении, меньше –70 ‰ [43]. Это предполагает одинаковый бактериальный генезис метана в подземных льдах и мёрзлых четвертичных отложениях Ямала. Таким образом, изотопный состав метана в пластовых льдах и мёрзлых отложениях уверенно подтверждает его биогенное происхождение. В сочетании с исключительно высокими концентрациями метана это позволяет сделать вывод о внутригрунтовом, а не ледниковом происхождении пластовых льдов в разрезах Западной Арктики.

Выводы

Получены достоверные данные о содержании метана в различных типах подземных льдов и мёрзлых вмещающих отложений на побережье и шельфе Карского моря. Существенное уменьшение концентрации метана в газовой фазе жильных льдов в направлении Западный Ямал – Западный Таймыр и далее на побережье моря Лаптевых связано со снижением уровня метаногенеза с запада на восток по мере возрастания суровости климата как в современных условиях, так и в прошлом (МИС 2). Наиболее высокие концентрации метана (до 23 352 ррт) характерны для пластовых льдов. Они значительно превышают содержание метана во вмещающих отложениях, что связано с его миграцией из промерзающей грунтовой толщи в формирующееся ледяное тело при промерзании осадков. Изотопный анализ метана по соотношению изотопов $\delta C^{13}(CH_4)$ и D(CH₄) однозначно свидетельствует о его биогенном генезисе. При содержании общего органического углерода Сорг менее 1,1% установлена его лимитирующая роль на продуцирование метана и его накопление во вмещающих отложениях. Соотношение со-

Литература

- Schuur E.A.G., Mcguire A.D., Schadel C., Grosse G., Harden J.W., Hayes D.J., Hugelius G., Koven C.D., Kuhry P., Lawrence D.M., Natali S.M., Olefeldt D., Romanovsky V.E., Schaefer K., Turetsky M.R., Treat C.C., Vonk J.E. Climate change and the permafrost carbon feedback // Nature. 2015. V. 520. P. 171–179.
- 2. Shakhova N., Semiletov I., Salyuk A., Yusupov V., Kosmach D., Gustafsson Ö. Extensive methane venting to the atmosphere from sediments of the East Siberian Arctic shelf // Science. 2010. № 327. P. 1246–1250.
- Streletskiy D.A., Anisimov O.A., Vasiliev A.A. Permafrost degradation // Snow and Ice-Related Hazards, Risks and Disasters. Chapter 10. Elsevier, 2014. P. 303–344.
- 4. Рокос С.И., Костин А.Д., Длугач А.Г. Свободный газ и многолетняя мерзлота в осадках верхней части разреза мелководных районов шельфа Печорского и Карского морей // Седиментологические процессы и эволюция морских экосистем в условиях морского перигляциала. Апатиты, 2001. С. 40–51.
- Coffin R.B., Smith J.P., Plummer R.E., Yoza B., Larsen R.K., Millholland L.C., Montgomery M.T. Spatial variation in shallow sediment methane sources and cycling on the Alaskan Beaufort Sea Shelf Slope // Marine and Petroleum Geology. 2013. № 45. P. 186–197.

держания метана в пластовом и ледниковом льду, а также биогенный генезис метана в пластовых льдах Западного Ямала однозначно указывают на внутригрунтовый генезис пластовых льдов.

Благодарности. Исследования выполнены при помощи РФФИ (грант 16-05-00612) и частичной поддержке в рамках Государственного задания по теме «Изменение криосферы Земли под влиянием природных факторов и техногенеза» НИР АААА-А16-116032810095-6, ПП 55 Арктика. Изучение состояния многолетнемёрзлых пород проведено в рамках гранта РНФ № 16-17-102. Авторы благодарны всем участникам экспедиций в западном секторе Российской Арктики.

Acknowledgements. The studies are supported by the RFBR (grant 16-05-00612) and partial support within the framework of Government task «Earth Cryosphere Change under the Influence of Natural Factors and Technogenesis» NIR AAAA-A16-116032810095-6, PP 55 Arctic. The study of the properties of perma-frost sediments was carried out within the framework of the RNF grant No. 16-17-102. The authors are grateful to all participants of expeditions in the western sector of the Russian Arctic.

References

- Schuur E.A.G., Mcguire A.D., Schadel C., Grosse G., Harden J.W., Hayes D.J., Hugelius G., Koven C.D., Kuhry P., Lawrence D.M., Natali S.M., Olefeldt D., Romanovsky V.E., Schaefer K., Turetsky M.R., Treat C.C., Vonk J.E. Climate change and the permafrost carbon feedback. Nature. 2015, 520: 171–179.
- 2. Shakhova N., Semiletov I., Salyuk A., Yusupov V., Kosmach D., Gustafsson Ö. Extensive methane venting to the atmosphere from sediments of the East Siberian Arctic shelf. Science. 2010, 327: 1246–1250.
- 3. *Streletskiy D.A., Anisimov O.A., Vasiliev A.A.* Permafrost degradation. Snow and Ice-Related Hazards, Risks and Disasters. Elsevier. 2014, Chapter 10: 303–344.
- Rokos S.I., Kostin A.D., Dlugach A.G. Free gas and permafrost in the sediments of the upper part of the section of the shallow areas of the shelf of the Pechora and Kara Seas. Sedimentologicheskiye protsessy i evolyutsiya morskikh ekosistem v usloviyakh morskogo periglyatsiala. Sedimentological processes and evolution of marine ecosystems in marine periglacial conditions. Apatity, 2001: 40–51. [In Russian].
- Coffin R.B., Smith J.P., Plummer R.E., Yoza B., Larsen R.K., Millholland L.C., Montgomery M.T. Spatial variation in shallow sediment methane sources and cycling on the Alaskan Beaufort Sea Shelf Slope. Marine and Petroleum Geology. 2013, 45: 186–197.
- 6. Portnov A., Mienert J., Serov P. Modeling the evolution of climate-sensitive Arctic subsea permafrost in regions

- Portnov A., Mienert J., Serov P. Modeling the evolution of climate-sensitive Arctic subsea permafrost in regions of extensive gas expulsion at the West Yamal shelf // Journ. of Geophys. Research. Biogeoscience. 2014. V. 119. № 11. P. 2082–2094. doi: 10.1002/2014JG002685.
- Olefeldt D., Turetsky M.R., Crilland P.M., McGuire A.D. Environmental and physical controls on northern terrestrial methane emissions across permafrost zones // Global Change Biology. 2012. V. 19. № 2. P. 589–603. doi: 10.1111/gcb.12071.
- St-Jean M., Lauriol B., Clark I.D., Lacelle D., Zdanowicz C. Investigation of ice-wedge infilling processes using stable oxygen and hydrogen isotopes, crystallography and occluded gases (O₂, N₂, Ar) // Permafrost Periglac. Processes. 2011. V. 22. P. 49–64. doi: 10.1002/ppp.680, 2011.
- Ривкина Е.М., Гиличинский Д.А., Федоров-Давыдов Д.Г, Ривкин Ф.М., Щербакова В.М. Закономерности распределения парниковых газов в вечномерзлых породах // Материалы Первой конф. геокриологов России: Т. 4. М.: изд. МГУ, 1996. С. 157–162.
- 10. Ривкина Е.М., Краев Г.Н., Кривушин К.В., Лауринавичюс К.С., Федоров-Давыдов Д.Г, Холодов А.Л., Щербакова В.А., Гиличинский Д.А. Метан в вечномерзлых отложениях северо-восточного сектора Арктики // Криосфера Земли. 2006. Т. Х. № 3. С. 23–41.
- Чербунина М.Ю., Брушков А.В. Метан в позднеплейстоценовом ледовом комплексе центральной Якутии (Мамонтова гора) // Материалы Пятой конф. геокриологов России: Т. 3. М.: Университетская книга, 2016. С. 168–173.
- 12. Мельников В.П., Спесивцев В.И., Куликов В.Н. О струйной дегазации углеводородов как источнике новообразований льда на шельфе Печорского моря // Итоги фундаментальных исследований криосферы Земли в Арктике и Субарктике. Новосибирск: Наука, 1997. С. 259–269.
- 13. Ривкин Ф.М. О распределении метана в мерзлых породах на территории Бованенковского газоконденсатного месторождения на полуострове Ямал // Итоги фундаментальных исследований криосферы Земли в Арктике и Субарктике. Новосибирск: Наука, 1997. С. 168–173.
- Ривкина Е.М., Гиличинский Д.А. Метан как палеоиндикатор генезиса и динамики мерзлых толщ // Литология и полезные ископаемые. 1996. № 4. С. 183–193.
- Moorman B.J., Michel F.A., Wilson A.T. Development of tabular massive ground ice at Peninsula Point. N.T.W. Canada // Proc. of the 7th Intern. Conf. on Permafrost. Yellowknife. Canada, 1998. P. 757–761.
- Lacelle D., Bjornson J., Lauriol B., Clark I.D., Troutet Y. Segregated intrusive ice of subglacial meltwater origin in retrogressive thaw flow headwalls. Richardson Mountains, NWT, Canada // Quaternary Science Reviews. 2004. V. 23. P. 681–696.
- 17. Cardyn R., Clark I.D., Lacelle D., Lauriol B., Zdanowicz C., Calmels F. Molar gas ratios of air entrapped in ice: A new tool to determine the origin of relict mas-

of extensive gas expulsion at the West Yamal shelf. Journ. of Geophys. Research. Biogeoscience. 2014, 119 (11): 2082–2094. doi: 10.1002/2014JG002685.

- Olefeldt D., Turetsky M.R., Crilland P.M., McGuire A.D. Environmental and physical controls on northern terrestrial methane emissions across permafrost zones. Global Change Biology. 2012, 19 (2): 589–603. doi: 10.1111/gcb.12071.
- St-Jean M., Lauriol B., Clark I.D., Lacelle D., Zdanowicz C. Investigation of ice-wedge infilling processes using stable oxygen and hydrogen isotopes, crystallography and occluded gases (O₂, N₂, Ar). Permafrost Periglac. Processes. 2011, 22: 49–64. doi: 10.1002/ ppp.680, 2011.
- Rivkina É.M., Gilichinskiy D.A., Fedorov-Davydov D.G., Rivkin F.M., Shcherbakova V.M. Regularities in the distribution of greenhouse gases in permafrost rocks. Materialy Pervoy konferentsii geokriologov Rossii. Materials of the First Conf. of Geocryologists of Russia. M.: Moscow State University. 1996, 4: 157–162. [In Russian].
- Rivkina Ye.M., Krayev G.N., Krivushin K.V., Laurinavichyus K.S., Fedorov-Davydov D.G., Kholodov A.L., Shcherbakova V.A., Gilichinskiy D.A. Methane in the permafrost deposits of the northeastern sector of the Arctic. Kriosfera Zemli. Cryosphere of the Earth. 2006, 10 (3): 23-41. [In Russian].
- Cherbunina M.Yu., Brushkov A.V. Methane in the Late Pleistocene ice complex of Central Yakutia (Mamontova Gora). Materialy pyatoy konferentsii geokriologov Rossii. Materials of the Fifth Conf. of Russian Geocryologists. V. 3. Moscow: Universitetskaya kniga, 2016: 168–173. [In Russian].
- Mel'nikov V.P., Spesivtsev V.I., Kulikov V.N.. Degassing of hydrocarbons as a source of ice formation on the shelf of the Pechora Sea. Itogi fundamental'nykh issledovaniy kriosfery Zemli v Arktike i Subarktike. Results of fundamental research of the Earth's cryosphere in the Arctic and Subarctic. Novosibirsk: Nauka. 1997: 259–269. [In Russian].
- 13. Rivkin F.M. The distribution of methane in frozen rocks in the Bovanenkovo gas condensate field on the Yamal peninsula. Itogi fundamental'nykh issledovaniy kriosfery Zemli v Arktike i Subarktike. Results of fundamental research of the Earth's cryosphere in the Arctic and Subarctic. Novosibirsk: Nauka, 1997: 168–173. [In Russian].
- 14. *Rivkina Ye.M., Gilichinskiy D.A.* Methane as a paleoindicator of genesis and dynamics of frozen sequences. *Litologiya i poleznyye iskopayemyye*. Lithology and Minerals. 1996, 4: 183–193. [In Russian].
- Moorman B.J., Michel F.A., Wilson A.T. Development of tabular massive ground ice at Peninsula Point. N.T.W. Canada. Proc. of the 7th Intern. Conf. on Permafrost. Yellowknife. Canada. 1998: 757–761.
- Lacelle D., Bjornson J., Lauriol B., Clark I.D., Troutet Y. Segregated intrusive ice of subglacial meltwater origin in retrogressive thaw flow headwalls. Richardson Mountains, NWT, Canada. Quaternary Science Reviews. 2004, 23: 681–696.
- Cardyn R., Clark I.D., Lacelle D., Lauriol B., Zdanowicz C., Calmels F. Molar gas ratios of air entrapped in ice: A new tool to determine the origin of relict massive ground ice bodies in permafrost // Quaternary Research. 2007, 68: 239–248.
- 18. Lein A.YU., Leybman M.O., Savvichev A.S, Miller Yu.M, Pimenov N.V. Isotope-biogeochemical fea-

sive ground ice bodies in permafrost // Quaternary Research. 2007. № 68. P. 239–248.

- Леин А.Ю., Лейбман М.О., Саввичев А.С., Миллер Ю.М, Пименов Н.В. Изотопно-биогеохимические особенности подземного пластового льда полуостровов Югорского и Ямал // Геохимия. 2003. № 10. С. 1084–1104.
- Васильев А.А., Стрелецкая И.Д., Мельников В.П., Облогов Г.Е. Метан в подземных льдах и мерзлых четвертичных отложениях Западного Ямала // ДАН. 2015. Т. 465. № 5. С. 604–607.
- 20. Ривкина Е.М., Самаркин В.А., Гиличинский Д.А. Метан в многолетнемерзлых отложениях Колымо-Индигирской низменности // ДАН. 1992. Т. 323. № 3. С. 559–563.
- Gilichinsky D., Rivkina E., Samarkin V. The ancient viablemicroorganisms and radioactive gases in West Beringia Permafrost: Research opportunities for Paleoecological implications and Forecast // Terrestrial paleoenvironmental studies in Beringia. Fairbanks Alaska, 1997. P. 134–145.
- 22. Wright J.F., Chuvilin E.M., Dallimore S.R. Methane hydrate formation and dissociation in fine sands at temperatures near 0 °C // Proc. of the 7th Intern. Conf. on Permafrost. Yellowknife. Canada, 1998. P. 1147–1153.
- Lein A. Yu., Savvichev A.S., Leibman M.O., Miller Yu.M., Pimenov N.V. Isotopic-biogeochemical peculiarities of tabular ground ice of Yugorsky and Yamal peninsula // Proc. of the 8th Intern. Conf. on Permafrost (Zürich, Switzerland). Lisse, Netherlands: A.A. Balkema Publishers, 2003. V. 2. P. 661–666.
- Leibman M.O., Hubberten H.-W., Lein A.Yu., Streletskaya I.D., Vanshtein B.G. Tabular ground ice origin in the Arctic coastal zone: cryolithological and isotopegeochemical reconstruction of conditions for its formation // Proc. of the 8th Intern. Conf. on Permafrost (Zürich, Switzerland). Lisse, Netherlands: A.A. Balkema Publishers, 2003. V. 1. P. 645–650.
- 25. Бондарев В.Л., Миротворский М.Ю., Зверева В.Б., Облеков Г.И., Шайдуллин Р.М., Гудзенко В.Т. Газогеохимическая характеристика надсеноманских отложений полуострова Ямал (на примере Бованенковского нефтеконденсатного месторождения) // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2008. № 5. С. 22–34.
- Forman S.L., Ingolfsson O., Gataullin V., Manley W.F., Lokrantz H. Late Quaternary stratigraphy, glacial limits and paleoenvironments of Maresale area, western Yamal Peninsula, Russia // Quaternary Research. 2002. V. 21. P. 1–12.
- 27. Каневский М.З., Стрелецкая И.Д., Васильев А.А. Закономерности формирования криогенного строения четвертичных отложений Западного Ямала (на примере района Марре-Сале) // Криосфера Земли. 2005. Т. IX. № 3. С. 16–27.
- 28. Стрелецкая И.Д., Каневский М.З., Васильев А.А. Пластовые льды в дислоцированных четвертичных отложениях западного Ямала // Криосфера Земли. 2006. Т. Х. № 2. С. 68–78.
- 29. Стрелецкая И.Д., Шполянская Н.А., Крицук Л.Н., Сурков А.В. Кайнозойские отложения Западно-

tures of underground formation ice of the Yugorsk and Yamal peninsulas. *Geokhimiya*. Geochemistry. 2003, 10: 1084–1104. [In Russian].

- 19. Vasil'yev A.A., Streletskaya I.D., Mel'nikov V.P., Oblogov G. Ye. Methane in ground ice and frozen Quaternary deposits of Western Yamal. Doklady Akademii Nauk. Proc. of the Academy of Sciences. 2015, 465 (5): 604–607. [In Russian].
- Rivkina Ye.M., Samarkin V.A., Gilichinskiy D.A. Methane in the permafrost sediments of the Kolyma–Indigirskaya lowland. *Doklady Akademii Nauk*. Proc. of the Academy of Sciences. 1992, 323 (3): 559–563. [In Russian].
- Gilichinsky D., Rivkina E., Samarkin V. The ancient viablemicroorganisms and radioactive gases in West Beringia Permafrost: Research opportunities for Paleoecological implications and Forecast. Terrestrial paleoenvironmental studies in Beringia. Fairbanks Alaska. 1997: 134–145.
- 22. Wright J.F., Chuvilin E.M., Dallimore S.R. Methane hydrate formation and dissociation in fine sands at temperatures near 0 °C. Proc. of the 7th Intern. Conf. on Permafrost. Yellowknife. Canada. 1998: 1147–1153.
- Lein A. Yu., Savvichev A.S., Leibman M.O., Miller Yu.M., and Pimenov N.V. Isotopic-biogeochemical peculiarities of tabular ground ice of Yugorsky and Yamal peninsula // Proc. of the 8th Int. Conf. on Permafrost (Zurich, Switzerland). Lisse, Netherlands: A.A.Balkema Publishers. 2003, 2: 661–666.
- Leibman M.O., Hubberten H.-W., Lein A.Yu., Streletskaya I.D., Vanshtein B.G. Tabular ground ice origin in the Arctic coastal zone: cryolithological and isotopegeochemical reconstruction of conditions for its formation. Proc. of the 8th Intern. Conf. on Permafrost (Zürich, Switzerland). Lisse, Netherlands: A.A. Balkema Publishers, 2003, 1: 645–650.
- 25. Bondarev V.L., Mirotvorskiy M.Yu., Zvereva V.B., Oblekov G.I., Shaydullin R.M., Gudzenko V.T. Gaseogeochemical characteristics of the supernormal deposits of the Yamal Peninsula (on the example of the Bovanenkovo oil-condensate field). Geologiya, geofizika i razrabotka neftyanykh i gazovykh mestorozhdeniy. Geology, geophysics and development of oil and gas fields. 2008, 5: 22–34. [In Russian].
- Forman S.L., Ingolfsson O., Gataullin V., Manley W.F., Lokrantz H. Late Quaternary stratigraphy, glacial limits and paleoenvironments of Maresale area, western Yamal Peninsula, Russia. Quaternary Research. 2002, 21: 1–12.
- 27. Kanevskiy M.Z., Streletskaya I.D., Vasil'yev A.A. Regularities in the formation of the cryogenic structure of the Quaternary deposits of the Western Yamal (on the example of the Marre-Sale district). *Kriosfera Zemli*. Cryosphere of the Earth. 2005, IX (3): 16–27. [In Russian].
- Streletskaya I.D., Kanevskiy M.Z., Vasil'yev A.A. Massive ground ice in dislocated Quaternary sediments of western Yamal. *Kriosfera Zemli*. Cryosphere of the Earth. 2006, X (2): 68–78. [In Russian].
- Streletskaya I.D., Shpolyanskaya N.A., Kritsuk L.N., Surkov A.V. Cenozoic deposits of the Western Yamal and the problem of their genesis. Vestnik MGU. Ser. 5. Geografiya. Herald of the Moscow State University. Ser. 5. Geography. 2009, 3: 50–57. [In Russian].
- 30. Bassinot F.C., Labeyrie L.L., Vincent E., Quidelleur X., Shackleton N.J., Lancelot Y. The astronomical theory

го Ямала и проблема их генезиса // Вест. МГУ. Сер. 5. География. 2009. № 3. С. 50-57.

- 30. Bassinot F.C., Labeyrie L.L., Vincent E., Quidelleur X., Shackleton N.J., Lancelot Y. The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal // Earth and Planetary Science Letters. 1994. № 126. P. 91–108.
- 31. Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Облогов Г.Е., Матюхин А.Г. Изотопный состав подземных льдов Западного Ямала (Марре-Сале) // Лёд и Снег. 2013. № 2 (122). С. 83–92.
- 32. Стрелецкая И.Д., Гусев Е.А., Васильев А.А., Облогов Г.Е., Аникина Н.Ю., Арсланов Х.А., Деревянко Л.Г., Пушина З.В. Геокриологическое строение четвертичных отложений берегов западного Таймыра // Криосфера Земли. 2013. Т. XVII. № 3. С. 17–26.
- Streletskaya I.D., Vasiliev A.A., Vanstein B.G. Erosion of sediment and organic carbon from the Kara Sea coast // Arctic, Antarctic, and Alpine Research. 2009. V. 41. № 1. P. 79–87.
- 34. Лазуков Г.И. Антропоген северной половины Западной Сибири (палеогеография). М.: Изд-во МГУ, 1972. 250 с.
- 35. Баулин В.В., Шмелев Л.М., Соломатин В.И. О следах древних мерзлотных процессов в среднечетвертичных отложениях нижнего течения р. Оби // Перигляциальные явления на территории СССР. М.: Изд-во МГУ, 1960. С. 206–219.
- Alperin M.J., Reeburgh W.S. Inhibition experiments on anaerobic methane oxidation // Applied Environmetal Microbiology. 1985. V. 50. P. 940–945.
- 37. *Raynaud D*. The integrity of the ice record of greenhouse gases with a special focus on atmospheric // Лёд и Снег. 2012. № 2 (118). С. 5–14.
- 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. P. 31–46. doi: 10.5194/tc-7-31-2013.
- 39. Streletskaya I.D., Vasiliev A.A., Melnikov V.P., Oblogov G.E. Estimation of atmospheric paleo circulation based on isotope composition of ice wedges // Doklady Earth Sciences. 2014. V. 457. № 2. P. 1025–1027.
- Portnov A., Smith A.J., Mienert J., Cherkashov G., Rekant P., Semenov P., Serov P., Vanshtein B. Offshore permafrost decay and massive seabed methane escape in water depths >20 m at the South Kara Sea shelf // Geophys. Research Letters. 2013. V. 40. P. 3787–3792. doi: 10.1002/grl.50735.
- 41. Bock J., Martinerie P., Witrant E., Chappellaz J. Atmospheric impacts and ice core imprints of a methane pulse from clathrates // Earth and Planetary Science Letters. 2012. V. 349–350. P. 98–108. http://dx.doi. org/10.1016/j.epsl.2012.06.052.
- 42. Whiticar M.J. Carbon and hydrogen isotope systematics of bacterial formation and oxidation of methane // Chemical Geology. 1999. № 161. P. 291–314.
- 43. Якушев В.С. Природный газ и газовые гидраты в криолитозоне. М.: изд. ВНИИГАЗ. 2009. 192 с.

of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal. Earth and Planetary Science Letters. 1994, 126: 91–108.

- 31. Streletskaya I.D., Vasil'yev A.A., Oblogov G.Ye., Matyukhin A.G. Isotopic composition of the underground ice of the Western Yamal (Marre-Sale). Led i Sneg. Ice and Snow. 2013, 2 (122): 83–92. [In Russian].
- 32. Streletskaya I.D., Gusev Ye.A., Vasil'yev A.A., Oblogov G.Ye., Anikina N.YU., Arslanov KH.A., Derevyanko L.G., Pushina Z.V. Geocryological structure of Quaternary sediments of the shores of western Taimyr. Kriosfera Zemli. Cryosphere of the Earth. 2013, XVII (3): 17–26. [In Russian].
- 33. *Streletskaya I.D., Vasiliev A.A., Vanstein B.G.* Erosion of sediment and organic carbon from the Kara Sea coast. Arctic, Antarctic, and Alpine Research. 2009, 41 (1): 79–87.
- 34. Lazukov G.I. Antropogen severnoy poloviny Zapadnoy Sibiri (paleogeografiya). Anthropogen of the northern part of Western Siberia (paleogeography). Moscow: Moscow State University Publishing House, 1972: 250 p. [In Russian].
- 35. Baulin V.V., Shmelev L.M., Solomatin V.I. On the traces of ancient permafrost processes in the Middle Quaternary sediments of the lower reaches of the river Ob. *Periglyatsial'nyye yavleniya na territorii SSSR*. Periglacial phenomena on the territory of the USSR. Moscow: Moscow State University Publishing House, 1960: 206–219. [In Russian].
- Alperin M.J., Reeburgh W.S. Inhibition experiments on anaerobic methane oxidation. Applied Environmetal Microbiology. 1985, 50: 940–945.
- Raynaud D. The integrity of the ice record of greenhouse gases with a special focus on atmospheric. Led I Sneg. Ice and Snow. 2012, 2 (118): 5–14.
- 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.
- Streletskaya I.D., Vasiliev A.A., Melnikov V.P., Oblogov G.E. Estimation of Atmospheric Paleo Circulation Based on Isotope Composition of Ice Wedges. Doklady Earth Sciences. 2014, 457 (2): 1025–1027.
- 40. Portnov A., Smith A.J., Mienert J., Cherkashov G., Rekant P., Semenov P., Serov P., Vanshtein B. Offshore permafrost decay and massive seabed methane escape in water depths > 20 m at the South Kara Sea shelf. Geophys. Research Letters. 2013, 40: 3787–3792. doi: 10.1002/grl.50735.
- 41. Bock J., Martinerie P., Witrant E., Chappellaz J. Atmospheric impacts and ice core imprints of a methane pulse from clathrates. Earth and Planetary Science Letters. 2012, 349–350: 98–108. http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2012.06.052.
 42. Whiticar M.J. Carbon and hydrogen isotope systemat-
- 42. Whiticar M.J. Carbon and hydrogen isotope systematics of bacterial formation and oxidation of methane. Chemical Geology. 1999, 161: 291–314.
- 43. Yakushev V.S. Prirodnyy gaz i gazovyye gidraty v kriolitozone. Natural gas and gas hydrates in the cryolithozone. Moscow: VNIIGAZ (*All-Union Scientific Research Institute of Gas*), 2009: 192 p. [In Russian].

УДК 551.345:544.02

Вариации изотопов кислорода и водорода в современной пластовой ледяной залежи в устье р. Аккани, Восточная Чукотка

© 2018 г. Ю.К. Васильчук¹, Ю.Н. Чижова^{2*}, А.А. Маслаков¹, Н.А. Буданцева¹, А.К. Васильчук¹

¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; ²Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия *eacentr@yandex.ru

Oxygen and hydrogen isotope variations in a recently formed massive ice at the mouth of the Akkani River, Eastern Chukotka

Yu.K. Vasil'chuk¹, Ju.N., Chizhova^{2*}, A.A. Maslakov¹, N.A. Budantseva¹, A.C. Vasil'chuk¹

¹Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia;

²Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia *eacentr@vandex.ru

Received August 16, 2017

Accepted November 22, 2017

Keywords: buried ice, Chulkheveem River, Eastern Chukotka, hydrogen isotopes, Lavrentiya settlement, massive ice, oxygen isotopes, permafrost, proluvium, sea coast.

Summary

The object of this study is a recently (or in the Holocene) formed thick (up 2.7 m in height) buried massive ice body, exposed in 2 km South-East from the mouth of the river Akkani in the North-East of Chukotka in the vicinity of the settlement Lavrentiya. The structural-textural characteristics of ice and enclosing deposits are considered. It is shown that the overlying layers of sediments are loams with a slab structure and vertical-layer medium and thin-chill cryogenic structure and ice sockets. The ice of the body is very pure and transparent, visible to a depth of 0.5 m. There are some inclusions found in massive ice: sand and loams presented in forms of thin interlayers of particles or granules. The ice is full of bubbles. The main method of the research was the analysis of isotopes of oxygen and hydrogen within the stratified ice body, and also relationships between them as well as ratios between the deuterium excess and δ^2 H. The thick and relatively contemporary massive ice layer buried under a layer of proluvial sediments had been found for the first time, and together with this, the isotope variations of the buried ice (δ^2 H and δ^{18} O) were determined. The mean values of δ^{18} O and δ^2 H in the ice are rather stable and equal to -17.1 and -128.3%, respectively. These isotope characteristics may be used for cryogenic reconstructions of massive ice formations widely distributed in the late Quaternary deposits in Eastern Chukotka.

Citation: Vasil'chuk Yu.K., Chizhova Ju.N., Maslakov A.A., Budantseva N.A., Vasil'chuk A.C. Oxygen and hydrogen isotope variations in a recently formed massive ice at the mouth of the Akkani River, Eastern Chukotka. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2018. 58 (1): 78–93. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2018-1-78-93

Поступила 16 августа 2017 г.

Принята к печати 22 ноября 2017 г.

Ключевые слова: Восточная Чукотка, изотопы водорода, изотопы кислорода, многолетнемёрзлые породы, морское побережье, пластовые льды, погребённый лёд, посёлок Лаврентия, пролювий, река Чульхевеем.

Изучен изотопный состав кислорода и водорода мощного современного (голоценового) ледяного пласта, погребённого под слоем пролювиальных отложений на побережье Чукотки вблизи посёлка Лаврентия. Значения δ¹⁸О и δ²Н во льду довольно однородны и составляют –17,1 и –128,3‰ соответственно. Изученный пластовый лёд в устье р. Аккани представляет собой захороненный перелетовывающий снежник, сформировавшийся с участием поверхностных вод и атмосферной влаги весенне-летнего периода.

Введение

Задачи настоящей работы — получение изотопной записи погребённого пласта льда, захороненного, как мы полагаем, относительно недавно под пролювиальным конусом выноса, а также сравнение изотопных характеристик пласта с распределением δ^{18} O, δ^2 H и d_{ехс} в толще современного снежника. Пластовые льды относятся к одному из самых интересных и сложных для правильной генетической идентификации криогенных объектов. У многих исследователей может сложиться впечатление, что пластовые ледяные залежи — довольно рутинный объект,

весьма обычный для многолетнемёрзлых толщ. Поэтому и объяснение их происхождения, как правило, ищут среди обычного сочетания криогенных процессов. Между тем, даже на участках массового распространения пластовых залежей (например, Бованенковское месторождение на Ямале или долина р. Маккензи в Канаде) пластовый лёд вскрывается лишь в 1-2% пробуренных скважин. Если при этом учитывать, что и скважинами, и обнажениями вдоль берегов морей, крупных рек и озёр вскрываются толщи, формировавшиеся не менее 30 тыс. лет, то становится понятно, что условия, благоприятные для формирования пластовых залежей даже в пределах 1% территории криолитозоны, возникают далеко не каждую тысячу лет, тогда как условия для обычного образования криогенных толщ появляются ежегодно. Поэтому для выяснения генезиса той или иной пластовой ледяной залежи с методической точки зрения правильнее исследовать сочетание экзогенных и криогенных процессов (а иногда, но гораздо реже, и эндогенных).

Долгое время считалось, что пластовые залежи в многолетнемёрзлых породах — реликты четвертичного оледенения. С середины 1950-х годов появляется всё больше свидетельств об их внутригрунтовом происхождении. И.А. Лопатин в низовьях р. Енисей описал выходы пластовых льдов мощностью до 4 м и отнёс их к погребённым снежникам или льдинам. И.А. Лопатин [1] так описал многоярусные пластовые залежи: «Лед образует пласты от частей вершка до 2-х и более аршин толщиною (*1 аршин* = *71 см* – *прим. Ю.В.*), слои и чечевицы льда переслаиваются с мерзлыми илистыми слоями, образуя целые свиты».

Пластовые ледяные залежи на Чукотке исследовались в 1930-е годы в районе посёлка Анадырь и бухты Угольная. Из наиболее интересных залежей отмечено двухъярусное залегание пластового льда, вскрытого вблизи мерзлотной станции. Ледяной пласт нижнего яруса имел мощность 5 м, а пласт верхнего яруса – 4 м [2, 3]. В 1950–60-е годы пластовые льды изучалась Б.И. Втюриным [4] и Ш.Ш. Гасановым [5] в долине р. Анадырь на побережье залива Креста и Мечигменского залива, в Уэленской низине, на побережье Колючинской губы, в приморской части Нижне-Анадырской низменности. А.К. и Ю.К. Васильчук в конце 1980-х годов исследовали позднеплейстоценовую пластовую ледяную залежь на берегу оз. Коолень, а также сезонные инъекционно-сегрегационные льды вблизи пос. Лаврентия и получили сведения о бурении засолённой пластовой залежи мощностью около 1,5 м на мелководье Мечигменского залива при его глубине более 10 м.

Чаще всего используемый критерий для идентификации природы ледяных залежей – их морфология. Особенно наглядны складки и деформации самого ледяного тела и вмещающих льды слоистых отложений, которые по сложившейся традиции интерпретируются как глетчерная природа льда. Однако при промерзании отложений могут возникать криогенные деформации слоистости в результате изменения объёма промерзающих пород и возникающих при этом огромных напряжениях. Кроме того, и в криолитозоне, и вне её широко известны деформации оползания как на склонах в субаэральных условиях, так и на подводных склонах. Наконец, и вертикальные, и горизонтальные тектонические движения сминают в складки и мёрзлые, и талые отложения, и даже полускальные метаморфические породы. Поэтому наличие складок любого типа в самой залежи и во вмещающих её отложениях не служит гарантированным индикатором природы ледяной залежи.

Для оценки природы пластовых ледяных залежей важный критерий — приуроченность самых крупных массивов к территориям низменностей, которые в позднем плейстоцене испытывали влияние морских трансгрессий. Это п-ова Югорский, Ямал, Гыданский, Таймыр, Чукотка, Новосибирские о-ва, север Юкона, дельта р. Маккензи, острова Канадского Арктического архипелага. Очень редки пластовые залежи на севере, в центральной части и на юге Якутии, в пределах Магаданской области, на Аляске (вне побережий), в Монголии, Китае и т.п.

Исследование стабильных изотопов в пластовых льдах — один из сравнительно простых методов при отборе образцов и анализе их изотопного состава, но вместе с тем тонкий и сложный метод на стадии интерпретации данных. Изотопная характеристика пластового льда на Чукотке получена для ледяных залежей берега оз. Коолень, долины р. Амгуэма, на р. Танюрер, вблизи г. Анадырь, и на побережье зал. Онемен [6–12]. Важнейшие задачи для криогенетической диагностики пластовых ледяных залежей — поиск их изотопных аналогов и изучение зависимостей $\delta^{18}O - \delta^2 H$, а также $\delta^2 H - d_{exc}$, которые можно использовать для установления источника воды и условий образования сложных пластовых залежей.

Местоположение района исследований

Обнажение пластового льда расположено (65°30'28,4" с.ш., 171°11'50,2" з.д.) недалеко от пос. Лаврентия в 2 км к юго-востоку от устья р. Чульхевеем (Аккани) на побережье Берингова моря (Мечигменский залив) в 25 м от береговой линии (рис. 1) и в 1 км к северо-востоку от базы морских охотников Аккани. Вся территория Чукотки находится в зоне распространения многолетнемёрзлых пород (ММП), которые отсутствуют только под озёрами и реками. Для Чукотки характерны практически все геоморфологические процессы, связанные с ММП: солифлюкция, вспучивание грунтов, образование пятенмедальонов, полигонов, каменных колец и пр. Согласно Т.Н. Каплиной [13], «наличие многолетнемерзлых пород ускоряет движение грунтовых масс на склонах». На южных склонах гор Чукотки наиболее интенсивно протекает делювиальный процесс — смыв, интенсивность которого обусловлена отсутствием леса в условиях влажного климата.

В верховьях р. Амгуэма интенсивный термокарст отмечен на склонах долины, образованных рыхлыми льдистыми отложениями. Практически на всех склонах можно ожидать проявления солифлюкции и термокарста с последующим формированием осыпей. Оползание осыпей происходит весьма интенсивно из-за значительного протаивания ММП, физического выветривания, действия грунтовых вод из-под распространённых здесь снежников, которые тают в течение лета. Ещё одна характерная черта Чукотки — широкое распространение летних снежников. Фирновые снежники приурочены также



Рис. 1. Расположение исследованного ледяного пласта (синий овал) в устье р. Аккани вблизи пос. Лаврентия (Восточная Чукотка)

Fig. 1. Location of the investigated ice layer (blue oval) at the mouth of the Akkani River near Lavrentiya village (Eastern Chukotka)



Рис. 2. Ледяной пласт в устье р. Аккани вблизи пос. Лаврентия (Восточная Чукотка). Фото А.А. Маслакова **Fig. 2.** Massive ice at the mouth of the Akkani River near Lavrentiya village (Eastern Chukotka). Photo by A.A. Maslakov

к впадинам на склонах гор, а в Ванкаремской низменности они встречаются в глубоких и обширных выемках в рыхлой толще. Наиболее характерны различные весенне-летние снежники, среди которых довольно много перелетовывающих. В тёплые годы многие перелетовывающие снежники стаивают, но затем вновь образуются на том же месте. Перелетовывающие снежники сосредоточены в глубоких долинах, особенно закрытых с юга сопками, на подножиях склонов невысоких возвышений (например, делювиально-солифлюкционных террасовидных шлейфах), в глубоких западинах на высоких склонах, на склонах к озёрам, рекам и морю [14].

Оледенение Чукотки насчитывает 38 ледников [15]. Климатические условия существования ледников Чукотского нагорья достаточно разнообразны — от субарктического морского (ледники бухты Лаврентия) до субарктического континентального (бассейн р. Амгуэма) и арктического (на Крайнем Севере). Важную роль играет сильный ветер в зимний сезон, который формирует мощный метелевый перенос, благодаря которому существуют ледники небольшой площади [15].

Строение ледяного пласта

Мощный и сравнительно протяжённый пласт льда шириной 45 м и толщиной до 2,7 м вскрыт в термоцирке шириной 50 м с высотой стенок до 4,5 м. Форма цирка сложная: он состоит из четырёх небольших кулуаров (рис. 2). Лёд во всём

массиве чистый, пузырчатый. Пузырьки воздуха имеют изометричную форму и достигают 3-5 мм в диаметре (рис. 3, *a*). При таянии обнажения на поверхности льда проступают следы слоистости, связанные, по-видимому, с более быстрым вытаиванием прослоев с глинистыми частицами. При зачистке льда прослои видны лишь в нескольких местах. В краевой части лёд чистый, прозрачный (см. рис. 3, б). Вытаивание льда здесь происходит неравномерно из-за присутствия прослоев примесей грунта во льду. На контакте ледяного пласта с перекрывающими отложениями (см. рис. 3, в) рыжеватый суглинок с включениями гальки переходит в сизый. Граница между льдом и перекрывающими его отложениями ровная, чёткая. На контакте с перекрывающей породой вверху лёд чистый, прозрачный (см. рис. 3, г), размер пузырьков воздуха здесь 2-4 мм.

Отложения, перекрывающие залежь, представлены валунным тёмно-палевым и сизым суглинком (см. рис. 3, *в*). Текстура тёмно-палевого суглинка — плитчатая, иногда встречаются следы слоистости и примазок охристого суглинка. Сизый суглинок приурочен к подошве слоя перекрывающих отложений и имеет максимальную мощность (2,1 м) в центральной части обнажения; сизый суглинок бесструктурный, изредка содержит прослои и гнёзда чёрного торфа. Контакт пород со льдом ровный, чёткий, несогласный. Криогенная текстура вблизи контакта косая линзовидная, толщина шлиров — до 3 мм, длина — до 5 см. В обнажении описаны три расчистки (рис. 4).



Рис. 3. Фрагменты ледяного пласта в устье р. Аккани вблизи пос. Лаврентия (Восточная Чукотка) Фото А.А. Маслакова.

а — пузырчатый лёд, распространённый практически по всему пласту; *б* — краевая часть пласта; *в* — контакт пласта с перекрывающими отложениями (наконечник лопаты упирается в кровлю пласта льда); *г* — пузырчатый лёд вверху на контакте с перекрывающей породой.

Fig. 3. Fragments of the massive ice at the mouth of the Akkani River near Lavrentiya village (Eastern Chukotka). Photo by A.A. Maslakov.

a – bubble ice, widespread almost throughout the formation; δ – the marginal part of the massive ice; e – contact of the formation with overlapping sediments (the tip of the shovel rests against the roof of the ice sheet); e – bubble ice at the top on contact with the overlapping rock

Расчистка № 1:

0–2,6 м – суглинок тёмно-палевый, тугопластичный, с включениями гальки и валунов (20– 30%) и редким включением корней растений; нижние 5 см мёрзлые, с тонкошлировой линзовидной косой криогенной текстурой, контакт со льдом ровный, чёткий, несогласный; 2,6-3,0 м – лёд чистый, пузырчатый, пузыри имеют изометричную форму, диаметр 3–5 мм. *Расчистка № 2*:

0-0,9 м – суглинок тёмно-палевый и тёмносерый, тугопластичный, с включениями гальки, щебня и валунов (20-50%), имеет плитчатую структуру; встречаются включения современных



Рис. 4. Схема опробования ледяного пласта в устье р. Аккани вблизи пос. Лаврентия (Восточная Чукотка). *1* – суглинок тёмно-палевый, тугопластичный, с включениями галечника, валунов и редкими включениями растительных остатков; *2* – суглинок серосизый, тугопластичный, с включениями галечника и валунов, бесструктурный; *3* – лёд чистый, пузырчатый, с горизонтальной структурой; *4* – осыпи и оплывины; *5* – эрозионные врезы во льду; *6* – линейные размеры (м) и места отбора проб льда (кружки); *7* – номера расчисток

Fig. 4. Scheme of sampling the massive ice at the mouth of the Akkani River near the Lavrentiya village (Eastern Chukotka).

1 -loam dark-pale, turgid, with inclusions of pebbles and boulders and rare inclusions of plant residues; 2 -loam grayish, turgid, with inclusions of pebbles and boulders, structureless; 3 -ice is clean, bubbly, with a horizontal structure; 4 -talus and mud; 5 -erosion cuts in ice; 6 -linear dimensions (m) and sampling points of ice (circles); 7 -excavated trench number

корней, пятна ожелезнения (см. рис. 3, *в*); подошва слоя ровная, плавная;

0,9–3,0 м – суглинок сизый, тугопластичный, с включениями валунов, гальки и щебня (20–50%), бесструктурный; встречаются прослои и гнёзда (диаметр до 10 см) чёрного и бурого торфа; в основании отложения мёрзлые, криогенная текстура и граница со льдом аналогичны расчистке № 1;

3,0-4,7 м — лёд чистый, пузырчатый; структура слоистая, обусловлена вытаиванием прослоев с содержанием пылеватых частиц; между расчистками № 2 и 3 прослои суглинка достигают 5-6 см в ширину; слоистость несогласная с кровлей льда, изменение содержания пузырьков по разрезу не отмечено.

Расчистка № 3:

0-1,1 м — суглинок палевый, тугопластичный, с включениями щебня и валунов, слоистый, с пятнами ожелезнения и прослойками бурого суглинка; встречаются редкие гнёзда чёрного торфа; граница с нижележащим слоем ровная, плавная;

1,1-2,8 м — суглинок сизый, тугопластичный, с включениями гальки и валунов, бесструктурный;

2,8-4,1 м – лёд чистый, пузырчатый, аналогичный льду из расчистки № 2.

Методика опробования и аналитических определений

Образцы льда отбирались путём предварительной зачистки стенки обнажения и скалывания льда топором в двойной целлофановый пакет. Собранные образцы растапливали при комнатной температуре одни сутки, а затем разливали во флаконы. Органический материал также помещался в целлофановые пакеты, размораживался и просушивался при комнатной температуре. Линейные измерения обнажения проводились рулеткой с точностью до 10 см.

Измерения изотопного состава кислорода и водорода льда выполнены в режиме постоянного потока гелия (CF-IRMS) на масс-спектрометре Delta-V с использованием комплекса газ-бенч в изотопной лаборатории географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова. Изотопный состав выражается в $\delta(\%)$ относительно среднеокеанической воды V-SMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water). Для калибровки измерений использовались международные стандарты V-SMOW, GISP, SLAP, собственный лабораторный стандарт МГУ – снег ледника Гарабаши ($\delta^{18}O = -15,60\%$, $\delta^{2}H = -110,0\%$). Погрешность определений составила $\pm 0,6\%$ для $\delta^{2}H$ и $\pm 0,1\%$ для $\delta^{18}O$. Химический анализ выполнен на ионном хроматографе «Стайер» в химико-аналитическом центре географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова.

Методический подход к интерпретации изотопных данных $\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$ и d_{exc}

После того, как В. Дансгором было предложено использовать дейтериевый эксцесс $d_{evc} = \delta^2 H - 8 \delta^{18} O$ в качестве дополнительного параметра неравновесности в процессе формирования атмосферных осадков [16], этот параметр был применён для изучения условий в источнике пара [17], неравновесной конденсации твёрдых осадков – снега в Антарктиде [18], влияния подоблачного испарения и вклада внутриконтинентальной испарившейся влаги [19, 20]. Использование дейтериевого эксцесса правомерно для всех процессов, происходящих с атмосферной влагой; d_{ехс} рассчитывается, исходя из наклона линии Крейга = $8(\delta^2 H = 8\delta^{18} O + 10)$ [21]. Закономерное распределение изотопного состава атмосферных осадков на диаграмме $\delta^{18}O - \delta^2 H$ вдоль линии Крейга называется также глобальной линией метеорных вод (ГЛМВ), её наклон обусловлен коэффициентами фракционирования в системе пар—жидкость: $S = \ln \alpha_{2H} / \ln \alpha_{18O} \approx 8$, где α — коэффициенты фракционирования. В процессе формирования льда значения δ^2 Н и δ^{18} О определяются величинами коэффициентов фракционирования в системе жидкость—лёд, и использование коэффициентов α_{π ёд-жидкость</sub>, полученных [22–24] в идеальных условиях для конжеляционного льда, даёт наклон $S = \ln \alpha_{2H} / \ln \alpha_{18O}$ от 6,18 до 7,3.

Если замерзание воды происходит в условиях закрытой системы (без подтока влаги), т.е. происходит замерзание ограниченного объёма воды, то изотопные характеристики льда будут меняться, следуя изотопному исчерпанию по модели Релея, и на диаграмме $\delta^{18}O - \delta^2 H$ будут располагаться вдоль линии с наклоном от 6 до 7,3 (рис. 5, а). Поскольку дейтериевый эксцесс всегда рассчитывается по формуле В. Дансгора (наклон $\Gamma \Pi MB = 8$), величина дейтериевого эксцесса будет занижаться для образцов начальных порций льда и завышаться для образцов льда последних фракций закрытой системы (что собственно и создаёт в конечном итоге наклон соединяющей линии соотношения $\delta^{18}O \delta^2$ Н в замерзающем льду существенно меньше 8, т.е. от 6 до 7,3). Это будет происходить исключи-



Рис. 5. Изотопное фракционирование, отражённое в изменении значений δ^{18} О и δ^{2} Н формирующегося льда, сопровождающее льдообразование в закрытой системе (*a*) – рассчитано с применением значений $\alpha_{\text{лед-жидкость}}$, полученных O'Neil (из [22]), и в условиях открытой системы (*б*).

Пунктирные линии – линейная аппроксимация значений; сплошная линия – линия метеорных вод

Fig. 5. Evolution of δ^{18} O and δ^{2} H values in ice during equilibrium freezing of water in a closed system (*a*) – was calculated using $\alpha_{ice-water}$ obtained by O'Neil (from [22]) and in an open system (δ).

The dotted lines show the linear approximation of the values, the solid line - Global Meteoric Water Line

тельно из-за разницы в наклонах линий аппроксимации и самой формулы расчёта d_{exc} , поэтому можно использовать соотношение $\delta^2 H - d_{exc}$, чтобы оценить, насколько величина d_{exc} определяется динамикой значений $\delta^2 H$.

Если лёд формируется в условиях открытой системы, т.е. с постоянным подтоком воды, или образуется небольшой объём льда из очень большого объёма воды, то изотопный состав льда будет наследовать изотопные характеристики воды, из которых он формируется, со сдвигом значений на величину є – разницу значений δ^{18} О (или δ^2 Н) между водой и льдом в условиях равновесия, которая определяется величиной α_{лёл-жилкость} (см. рис. 5, б). Лёд наследует изотопные значения атмосферных осадков, если не происходило перемещения воды внутри снежной толщи, выраженного метаморфизма или образования наложенного льда. Из такого распределения следует, что расположение фигуративных точек льда в координатах $\delta^{18}O - \delta^2 H$ отражает не только природу воды (метеогенную природу по соответствию ГЛМВ, изотопно-трансформированную воду по смещению значений относительно ГЛМВ – в основном это обусловлено процессами испарения, которые понижают наклон линии), но и процессы льдообразования.

Соотношение $\delta^2 H - d_{exc}$ может указывать либо на атмосферную природу льда (льдообразование в условиях открытой системы), либо на внутригрунтовое его формирование (льдообразование в условиях закрытой системы), т.е. замерзание ограниченного объёма воды. При образовании льда в условиях закрытой системы с наклоном линии на диаграмме $\delta^{18}O - \delta^2 H$ от 6 до 7 на диаграмме $\delta^2 H - d_{exc}$ будет выражена обратная зависимость d_{exc} от $\delta^2 H$. Если значения δ^{18} О и δ^{2} Н льда связаны коэффициентом 8, характерным для атмосферных осадков, то на диаграмме $\delta^2 H - d_{exc}$ точки будут располагаться вдоль горизонтальной линии – при меняющихся значениях $\delta^2 H$ величина d_{exc} будет оставаться относительно постоянной. Для атмосферных осадков также характерно полное отсутствие связи $\delta^2 H - d_{exc}$ (нет корреляции) или слабо положительная корреляция [25]. Использование соотношения значений $\delta^2 H {-} d_{exc}$ как диагностического инструмента условий льдообразования потенциально возможно для инфильтрационного, морского и некоторых типов подземных

льдов. В эксперименте по намораживанию льда из талой антарктической воды Р. Суше с Ж. Жузелем получили чётко выраженные изотопные эффекты, которые определили для полученного льда линейную обратную корреляцию значений $\delta^2 H$ и d_{exc} с коэффициентом достоверности линейной аппроксимации $R^2 = 0.95$ [26]. Практически идеальную линейную обратную зависимость значений d_{exc} от $\delta^2 H (R^2 = 0.99)$ получили Р. Суше с Ж. Жузелем и коллегами для образцов льда промёрзшего до основания небольшого озера в долине Тейлор на Земле Виктории в Антарктиде [27]. Д. Ласелль проинтерпретировал данные Р. Маккая по распределению значений δ^{18} О и δ^{2} Н в ледяном ядре пинго-20 на Аляске с точки зрения соотношения $\delta^2 H - d_{exc}$ и показал, что выраженная обратная зависимость величин d_{exc} от значений $\delta^2 H$ указывает на формирование льда в условиях закрытой системы [25].

Изотопный состав пластового льда

Вариации значений δ^{18} О и δ^{2} Н в образцах пластового льда в устье оказались весьма несущественными: величины δ^{18} О варьируют от -16,60 до -17,88‰, а δ^2 H - от -123,7 до -135,8‰ (табл. 1), изменение d_{ехс} также незначительно, хотя и более выраженное: от 4,2 до 15,76‰. Сравнение изотопного состава пластового льда в устье р. Аккани с вариациями значений δ^{18} О и $\delta^2 H$ в снежниках на разных высотах с горы Михаил вблизи г. Анадырь (табл. 2) показало почти полное сходство результатов и по значениям δ^{18} О, и по δ^{2} Н (сравни табл. 1 и 2), но не по величине d_{exc} . Соотношение значений $\delta^{18}O - \delta^2 H$ для образцов подземного льда в устье р. Аккани и снежника около Анадыря (рис. 6) показывает атмосферную природу льда, при этом заметно, что линия, аппроксимирующая изотопные значения снежника, имеет меньший наклон по сравнению с линией Крейга (ГЛМВ на рис. 6). Такое уменьшение наклона может быть связано с процессами метаморфизма снежной толщи, в результате которого внутри снежного покрова происходит диффузное разделение изотопов. Исследования снежного покрова в районе Фэрбенкса (Аляска) показали, что углы наклона от 2 до 5 характеризуют диффузный перенос воды как из почвы в вышележащий снежный покров, так и в пределах

	• •					
Номер образца	Характеристика отбора проб	δ^{18} O, ‰	$\delta^2 H, \%$	d _{exc} , %0		
Отбор по горизонтали на глубине 0,4 м от кровли пласта на						
расстоянии от левого края пласта 0–61,8 м						
16-M-69	0	-17,69	-134	7,52		
16-M-70	16-M-70 2,3		-129,2	12,24		
16-M-71	4,0	-17,48	-127,5	12,34		
16-M-72	5,8	-17,56	-129,6	10,88		
16-M-73	7,8	-17,58	-130,6	10,04		
16-M-74	10,0	-16,67	-123,7	9,66		
16-M-75	11,8	-17,07	-129,1	7,46		
16-M-76	14,4	-17,10	-129,8	10,7		
16-M-77	17,2	-16,82	-124,7	9,86		
16-M-78	20,2	-16,60	-122,6	10,2		
16-M-79	23,4	-16,80	-121,9	12,5		
16-M-80	25,4	-17,31	-130,5	7,98		
16-M-81	27,7	-16,83	-128,4	6,24		
16-M-82	31,7	-17,00	-126,3	9,7		
16-M-83	34,7	-17,15	-126,1	11,1		
16-M-84	38,4	-17,17	-121,6	15,76		
16-M-85	41,4	-16,99	-127,3	8,62		
16-M-86	44,4	-17,03	-127,3	8,94		
16-M-87	47,4	-17,27	-127,3	10,86		
16-M-88	50,4	-17,45	-130,5	9,1		
16-M-89	53,4	-17,05	-127,3	9,1		
16-M-90	56,4	-16,85	-126,6	8,2		
16-M-91	59,0	-16,96	-130,1	5,58		
16-M-92	61,8	-17,88	-135,8	7,24		
Отбор по	вертикали (0,7—4,2	2 м) на рас	стоянии 5	0,4 м от		
	левого кра	я пласта				
16-M-93	0,7	-17,55	-134	6,4		
16-M-94	1,1	-17,76	-135	7,08		
16-M-95	1,4	-17,19	-127,3	10,22		
16-M-96	1,8	-16,57	-124,2	8,36		
16-M-97	2,1	-16,75	-129,8	4,2		
16-M-98	2,5	-16,35	-125,2	5,6		
16-M-99	2,8	-16,27	-125,6	4,56		
16-M-100	3,5	-17,44	-131,2	8,32		
16-M-101	4,2	-17,35	-128,4	10,4		

Таблица 1. Значения δ^{18} О, δ^{2} Н и d_{ехс} в образцах пластового льда, Восточная Чукотка, устье р. Аккани

нижних горизонтов снежного покрова [28]. Этим отличным от ГЛМВ соотношением объясняются и низкие значения d_{exc} в образцах снежника вблизи горы Михаил.

Образцы подземного льда в устье р. Аккани, отобранные по вертикали, также имеют меньший наклон относительно ГЛМВ. Это может ука-

Таблица 2. Вариации значений δ^{18} О, δ^{2} Н и d_{exc} в снежниках на разных высотах горы Михаил (20 м над ур. моря) вблизи г. Анадырь на Чукотке [25]

Номер образца	Глубина, м	$\delta^{18}O,\%$	$\delta^2 H, \%$	d _{exc} , %0
V-K-S-98/1	0,05-0,15	-16,91	-133,7	1,56
V-K-S-98/2	0,25-0,35	-16,49	-130,4	1,50
V-K-S-98/3	0,55-0,65	-17,27	-131,3	6,90
V-K-S-98/4	0,85-0,95	-17,25	-130,2	7,85
V-K-S-98/5	1,15-1,25	-17,32	-131,7	6,88
V-K-S-98/6	1,45-1,55	-16,08	-129,3	-0,66
V-K-S-98/7	1,65-1,75	-17,67	-136,4	4,92
V-K-S-98/8	1,85-1,95	-18,17	-142,2	3,12

зывать на то, что подземный лёд Аккани в основном представляет собой метаморфизованный снежник и что в его формировании, кроме снежных осадков, участвовали и поверхностные воды, которые могли в какой-то степени промачивать снег. На участие поверхностных вод в промачивании снежника указывает и довольно высокая плотность обследованного льда. На Чукотке поверхностный сток характеризуется соотношением $\delta^2 H \approx 6\delta^{18}O - 22,7$, диапазоном значений $\delta^{18}O$ от -11,2 до -16,38% и $\delta^2 H$ от -89,46 до -121,41% [29]. При этом логично предположить, что сам снежник (до промачивания водой) был сформирован зимними осадками, поэтому значения $\delta^{18}O$ и $\delta^2 H$ были заметно ниже.

Отсутствие корреляции значений $\delta^2 H$ и d_{exc} (рис. 7) для образцов горизонтального отбора указывает на атмосферную природу льда (уточним, что об атмосферной природе воды свидетельствует как отсутствие корреляции, так и положительная корреляция этих параметров). Слабая отрицательная зависимость значений d_{exc} от δ^2 H (см. рис. 7) для образцов льда вертикального отбора может говорить о том, что в промоченном водой снежнике (можно предположить, что промачивание водой происходило в нижних горизонтах) при его промерзании и захоронении льдообразование протекало в условиях закрытой системы, в результате чего фиксируется слабое изотопное фракционирование. Подобную зависимость мы отмечали при льдообразовании на Полярном Урале, где формирование наложенного льда и замерзание воды в порах нерастаявшего фирна отражались в отрицательной зависимости значений d_{exc} от $\delta^2 H$ в образцах льда присклоновых ледничков [30].



Рис. 6. Соотношение значений $\delta^{18}O - \delta^2 H$ для образцов подземного льда р. Аккани (*a*) и снежника вблизи г. Аналырь (*б*):

подземный лёд р. Аккани: 1 – горизонтальный отбор (уравнение *a*); 2 – вертикальный отбор (уравнение *b*); 3 – снежник (уравнение *b*); пунктирные линии – линейная аппроксимация значений, сплошная линия – глобальная линия метеорных вод **Fig. 6.** δ^{18} O- δ^{2} H relation for the samples of Akkani massive ground ice (*a*) and the snow pit near Anadyr' town (δ): massive ice near Akkani: 1 – horizontal selection (equation *a*); 2 – vertical selection (equation δ); 3 – snow pit near Anadyr' (equation *b*); the dotted lines show the linear approximation of the values, the solid line – Global Meteoric Water Line



Химическая характеристика льда

Содержание водорастворимых солей в пластовом льду (табл. 3) колеблется от 25,78 до 224,49 мг/л, в среднем оно составляет 62,45 мг/л. Наиболее высокие значения минерализации за**Рис. 7.** Соотношение значений $\delta^2 H - d_{exc}$ для образцов подземного льда р. Аккани и снежника вблизи г. Анадырь:

подземный лёд р. Аккани: 1 – горизонтальный отбор (уравнение *a*); 2 – вертикальный отбор (уравнение *б*); 3 – снежник вблизи г. Анадырь (уравнение *в*); пунктирными линиями показана линейная аппроксимация значений

Fig. 7. Relation between $\delta^2 H$ and d_{exc} from Akkani massive ground ice and snow pit near Anadyr':

massive ice near Akkani: 1 -horizontal selection (equation *a*); 2 -vertical selection (equation δ); 3 -snow pit near Anadyr' (equation *s*); the dotted lines show the linear approximation of the values

фиксированы на расстоянии 34,7—47,4 м от левого края ледяной залежи (рис. 8). Преобладают гидрокарбонат-ион и ион кальция, что типично для осадков. Среднее содержание составляет, ммоль/л: гидрокарбонат-иона — 0,79, ионов кальция — 0,63, калия — 0,04, натрия — 0,11, маг-

Номер	Глубина	а Содержание, ммоль/л (мг/л)					$C1 = (SO)^{2} =$	Минерализа-			
образца	отбора, м*	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO4 ²⁻	HCO ₃ ⁻	CI / SO ₄ ²	ция, мг/л
16-M-69	0	0,12 (2,87)	0,06 (2,35)	0,14 (1,65)	0,52 (10,37)	0,07 (0,64)	0,01 (0,67)	0,23 (10,88)	0,54 (33,17)	0,31	64,43
16-M-70	2,3*	0,95 (21,90)	0,08 (2,95)	0,31 (3,70)	0,65 (12,95)	0,64 (22,45)	0,04 (2,36)	0,81 (38,80)	0,53 (32,57)	0,79	137,68
16-M-73	7,8*	0,22 (5,12)	0,05 (1,8)	0,07 (0,86)	0,25 (5,06)	0,11 (3,91)	0,04 (2,68)	0,12 (5,88)	0,36 (21,91)	0,91	47,22
16-M-74	10*	0,10 (2,31)	0,02 (0,96)	0,13 (1,52)	0,74 (14,87)	0,06 (2,00)	0,04 (2,20)	0,04 (2,10)	0,89 (54,55)	1,31	80,51
16-M-76	14,4*	0,02 (0,41)	0,002 (0,10)	0,02 (0,20)	0,10 (1,90)	0,01 (0,45)	0,004 (0,27)	0,01 (0,60)	0,11 (6,51)	1,03	10,44
16-M-77	17,2*	0,06 (1,45)	0,02 (0,71)	0,06 (0,70)	0,51 (10,14)	0,03 (1,10)	0,02 (1,48)	0,02 (1,00)	0,59 (36,25)	1,51	52,83
16-M-80	25,4*	0,07 (1,60)	0,03 (1,31)	0,06 (0,70)	0,23 (4,64)	0,04 (1,36)	0,01 (0,57)	0,03 (1,20)	0,33 (20,11)	1,55	31,49
16-M-82	31,7*	0,18 (4,17)	0,02 (0,92)	0,07 (0,81)	0,25 (4,93)	0,11 (3,87)	0,03 (1,66)	0,05 (2,20)	0,36 (22,11)	2,41	40,67
16-M-83	34,7*	0,33 (7,48)	0,11 (4,19)	0,27 (3,21)	2,06 (41,10)	0,12 (4,27)	0,08 (1,92)	0,11 (5,16)	2,53 (154,06)	1,13	224,39
16-M-86	44,4*	0,06 (1,29)	0,02 (0,63)	0,04 (0,54)	0,21 (4,16)	0,02 (0,70)	0,01 (0,40)	0,02 (1,15)	0,28 (16,95)	0,83	25,78
16-M-87	47,4*	0,05 (1,16)	0,05 (1,91)	0,13 (1,61)	2,05 (41,07)	0,02 (0,68)	0,02 (0,93)	0,01 (0,60)	2,26 (137,56)	1,55	185,52
16-M-88	50,4*	0,09 (2,00)	0,02 (0,93)	0,03 (0,37)	0,15 (3,00)	0,04 (1,56)	0,004 (0,25)	0,02 (0,80)	0,23 (14,05)	2,67	22,96
16-M-89	53,4*	0,05 (1,04)	0,02 (0,78)	0,05 (0,54)	0,31 (6,15)	0,03 (0,94)	0,01 (0,92)	0,01 (0,46)	0,38 (23,26)	2,80	34,09
16-M-90	56,4*	0,04 (1,03)	0,04 (1,68)	0,08 (0,96)	0,26 (5,10)	0,02 (0,69)	0,01 (0,91)	0,01 (0,58)	0,39 (23,85)	1,63	34,80
16-M-91	59*	0,13 (3,03)	0,03 (1,29)	0,06 (0,76)	0,42 (8,35)	0,08 (2,90)	0,07 (4,52)	0,03 (1,45)	0,53 (32,49)	2,74	54,79
16-M-92	61,8*	0,05 (1,21)	0,02 (0,78)	0,07 (0,87)	0,40 (8,03)	0,03 (0,95)	0,02 (1,09)	0,02 (0,89)	0,50 (30,56)	1,46	44,38
16-M-93	0,7	0,05 (1,10)	0,02 (0,64)	0,05 (0,58)	0,24 (4,73)	0,02 (0,53)	0,01 (0,43)	0,01 (0,40)	0,33 (19,86)	1,82	28,27
16-M-99	2,8	0,05 (1,16)	0,02 (0,85)	0,03 (0,41)	0,26 (5,18)	0,03 (0,95)	0,02 (1,44)	0,02 (0,90)	0,32 (19,49)	1,45	30,38
16-M-100	3,5	0,07 (1,54)	0,04 (1,42)	0,05 (0,60)	0,28 (5,59)	0,03 (1,13)	0,02 (1,27)	0,01 (0,27)	0,39 (24,09)	5,74	35,91

Таблица 3. Химический состав пластовой ледяной залежи в устье р. Аккани (Чукотка)

*Расстояние от левого края пласта, м

ния -0,1. Соотношение содержания хлоридов и сульфатов колеблется в пределах 0,31-2,80, что указывает на то, что вода, сформировавшая лёд, имеет, в основном, атмосферное происхождение, но лёд на расстоянии 31,3 и 50,4-53,4 м от левого края залежи демонстрирует возможное участие морских аэрозолей, поскольку характеризуется близкими значениями к соотношению этих ионов в воде залива Онемен (2,98). Отметим единственное существенное отклонение этого соотношения от атмосферного диапазона: для образца с глубины 3,5 м характерно соотношение хлоридов и сульфатов 5,74, при этом минерализация льда довольно низкая — 35,91 мг/л. Повышенная по сравнению с другими образцами концентрация солей отмечена для образцов № 16-М-83 и 16-М-87 — соответственно 224,39 и 185,52 мг/л (см. табл. 3). Образцы расположены



Рис. 8. Изменение минерализации ледяного пласта (*a*), колебания концентрации ионов кальция (*б*), изменение соотношения хлоридов к сульфатам (*в*) по горизонтали

Fig. 8. Mineralization of the ice formation (*a*), fluctuations in the concentration of calcium ions (δ), change in the ratio of chloride to sulfate (α) horizontally

примерно на одной глубине от кровли ледяной залежи. Повышение минерализации не отражается на химическом составе льда, лёд в основном ультрапресный, а в точке отбора № 16-М-83 пресный и относится к гидрокарбонатному классу группы натрия и кальция. Похожий состав отмечен С.М. Фотиевым [31] для сегрегационного льда на п-ове Ямал. Химическая характеристика льда, соотношение ионов хлора и сульфата, минерализация льда — все эти показатели отвечают химическому составу современных сегрегационных льдов, тундровых снежников и атмосферных осадков [10, 11, 31, 32].

Обсуждение

Современные отложения побережья Чукотки образуют пролювиальные конусы выноса в устьевых частях оврагов. Вероятнее всего именно таким конусом выноса и был захоронен изу-

ченный нами пласт льда, представлявший собой на ранних стадиях захоронения промоченный водой мощный снежник. Величины d_{exc} от 4,2 до 15,76% во льду в устье р. Аккани заметно выше по сравнению со снежником у Анадыря – от -0.66 до 7,85‰ (см. табл. 2) и позволяют предположить, что процессы метаморфизма снега были менее интенсивны. Вероятно, в промачивании снега, погребение которого под пролювиальными отложениями сформировало ледяную залежь, участвовали поверхностные воды. Этому не противоречат и значения минерализации, и химический состав льда: чуть большее содержание «континентальных» ионов кальция и гидрокарбонат-иона и увеличение общей минерализации в некоторых образцах льда может быть связано с добавлением поверхностных вод плоскостного смыва. Кроме того, на снежник могли выпадать дожди, когда захоронение снежника происходило летом и в снежную толщу просочились осадки тёплого периода. Атмосферные осадки вымывают примеси из атмосферы и, кроме морских аэрозолей, присутствие которых вблизи побережья закономерно, осаждают «континентальные» ионы, поступающие в атмосферу как правило весной, когда сходит снежный покров и поверхность почвы ещё не закреплена растительностью. Поэтому весенние дожди могут иметь довольно высокую минерализацию.

Изотопной характеристики атмосферных осадков по району исследований на сегодняшний день не существует. Для приблизительной оценки авторы использовали данные по среднемесячным значениям δ^{18} O и δ^{2} H осадков на близко расположенной станции Барроу на Аляске, где в 1962-1969 гг. велись постоянные наблюдения за изотопным составом по программе GNIP. Среднее значение δ^{18} O за весь период наблюдений составило -17,8%, а среднее значение $\delta^2 H = -131,7\%$ (https://nucleus.iaea.org). Эти значения очень близки к полученным в устье р. Аккани и в снежнике у Анадыря. Всё это заставляет предположить, что изученный лёд у р. Аккани - это современное образование, представляющее собой полное годовое накопление атмосферной влаги: а) накопление снега в зимний сезон, возможно с ветровым уплотнением, что в целом характерно для Чукотки; б) выпавшие на снег весенние и летние дожди; в) спустившиеся по уклону поверхности поверхностные воды. Подобной изотопной записи ещё не было сделано для Чукотки, для сравнения мы проанализировали изотопные данные по другим пластовым льдам этого региона.

В гомогенной позднеплейстоценовой внутригрунтовой инъекционно-сегрегационной пластовой залежи на восточной окраине Чукотки, на п-ове Дауркина в котловине оз. Коолень, значения δ^{18} О заметно ниже, чем в залежи у р. Аккани, и варьируют от -20,6 до -22,4‰. Однако во льду современного сезонного инъекционного бугра пучения значения δ^{18} О выше и изменяются от -13,4до -15,3‰ [11]. В гомогенной позднеплейстоценовой внутригрунтовой пластовой залежи у Анадыря вариации значений δ^{18} О невысокие и тоже ниже, чем у залежи вблизи р. Аккани: от -19,6 до -19,7‰, а в рассекающих её ледяных жилах диапазон вариаций δ^{18} О составляет около 5‰ (от -23,4 до -18,6%). Судя по сравнительно однородному изотопному составу льда в разных частях пластовой залежи и её позднеплейстоценовому возрасту, вероятен сегрегационный генезис в условиях открытой системы с подтоком влаги извне [11].

В гетерогенных аллохтонных и автохтонных пластовых залежах в долине р. Амгуэма перед выходом её на Ванкаремскую низменность диапазон величин δ^{18} О на многие метры по вертикали и горизонтали оказался незначительным - не более 4‰: от −29 до −25‰ [9], т.е. значения δ^{18} О существенно ниже, чем для залежи у р. Аккани. Согласно выводам изучавших их исследователей, большинство из встреченных здесь ледяных залежей либо погребены при осадконакоплении, либо сформировались в процессе одновременного накопления и промерзания отложений. Однако перьеобразные контакты некоторых залежей, указывающие на внутригрунтовую сегрегационную природу этих пластов, мы считаем весьма показательным. Кроме того, пласты здесь многоярусные, что также нельзя объяснить процессом погребения льда вблизи языка ледника. Эти пласты льда, скорее всего, имеют сегрегационную природу, а залежь в целом представляет собой гетерогенный парагенез аллохтонных и автохтонных пластовых ледяных залежей.

В гетерогенной аллохтонной пластовой залежи в долине р. Танюрер, на восточном склоне хр. Пекульней, значения δ^{18} О также ниже, чем для пласта у р. Аккани, и изменяются от -23,56 до -21,73‰, а значения δ^2 Н варьируют от -181,3 до -165,2‰. В плейстоценовых повторно-жильных льдах δ^{18} О изменяется от -24,90 до -21,29‰, а δ^2 Н в этих же образцах варьирует от -191,5 до -165,9‰. Это, наряду с криофациальным анализом пород, позволило А.Н. Котову отнести пластовые ледяные залежи к погребённым остаткам плейстоценового ледника [7]. В гомогенной автохтонной пластовой залежи на берегу залива Онемен значения δ^{18} О изменяются в очень широком диапазоне: от -12,85 до -20,7‰, а значения δ^2 H – от -155,2 до -114,3‰ [8]. Эта пластовая ледяная залежь сформировалась, скорее всего, сегрегационным путём, сопровождавшимся интенсивным фракционированием, приведшим к отмеченным различиям δ^{18} О и δ^2 H в одном пласте.

Изученная пластовая ледяная залежь в устье р. Аккани и её изотопно-геохимическая характеристика - первое описание мощного современного или голоценового погребённого пластового льда на Северо-Востоке России. Ранее в позднеголоценовых отложениях подобные современные пластовые льды встречены в устье р. Сабеттаяха на севере Ямала [33] и в долине р. Слайдр на о. Элсмир [34, 35]. Мы полагаем современный или голоценовый возраст изученной пластовой залежи, исходя из изотопных характеристик льда, сходных с современными атмосферными осадками и отличающихся от позднеплейстоценовых. Интересно, что на обширной территории криолитозоны России пластовые ледяные залежи встречены только на Ямале и Чукотке. В одном из самых изученных местоположений пластовых льдов на Ямале – в районе мыса Марре-Сале – в течение многолетних исследований были описаны, кроме изотопного состава и радиоуглеродного возраста [36], различия в кристаллической структуре пластовых льдов. Несмотря на то, что в мёрзлой толще мыса Марре-Сале выделены два типа льда по кристаллической структуре [37], оба они образовывались в условиях закрытой системы. Мы полагаем, что при захоронении снежника, промоченного водой, его последующее промерзание могло происходить в условиях закрытой системы, когда промёрзшие сверху отложения формировали фронт промерзания, направленный вниз, а ММП в основании снежника служили водоупором. Поэтому формирование как прозрачного, так и пузырькового льда могло иметь место при замерзании жидкой воды, которой был промочен снежник.

Выводы

Изучен мощный современный (голоценовый) ледяной пласт, погребённый под слоем пролювиальных отложений в устьевой части крупного оврага. Впервые охарактеризован изотопный состав кислорода и водорода голоценового погребённого пласта льда. Значения δ^{18} О и δ^{2} Н во льду довольно однородны и составляют в среднем -17,1 и -128,3% соответственно. Полученные данные могут быть использованы при криогенетических реконструкциях пластовых ледяных залежей, широко распространённых в позднечетвертичных отложениях Восточной Чукотки. Пластовый лёд в устье р. Аккани, скорее всего, имеет гетерогенное происхождение. Его формирование происходило при захоронении перелетовывающего снежника с участием поверхностных вод и атмосферной

Литература

- Лопатин И.А. Некоторые сведения о ледяных слоях в Восточной Сибири // Приложение № 1 к XXIX тому Записок Императорской Академии Наук (читано в заседании физико-математического отделения 18 мая 1876 года). СПб., 1876. С. 3–32.
- Соловьёв П.А. Лёд в вечномёрзлых грунтах в районе поселка Анадырь // Недра Арктики. 1947. Вып. 2. С. 213–232.
- Швецов П.Ф. Подземные воды и ископаемые льды района пос. Анадырь и бухты Угольной // Недра Арктики. 1947. Вып. 2. С. 204–211.
- 4. *Втюрин Б.И.* Криогенное строение четвертичных отложений (на примере Анадырской низменности). М.: Наука, 1964. 152 с.
- Гасанов Ш.Ш. Подземные льды Чукотского полуострова // Вечная мерзлота Чукотки. Магадан: изд. СВКНИИ СО АН СССР, 1964. С. 14–41.
- Котов АН. Позднеплейстоценовые криолитогенные отложения и глетчерные льды в долине р. Экитыки (северная Чукотка) // Комплексные исследования Чукотки (проблемы геологии и биогеографии). Магадан: изд. Чукот. филиала СВКНИИ СВНЦ ДВО РАН, 1999. С. 93–102.
- Котов А.Н. Криолитогенные гряды в долине р. Танюрер (Чукотка) // Криосфера Земли. 1998. Т. II. № 4. С. 62–71.
- Котов А.Н. Особенности залегания, состава и строения ледяных залежей пластового типа на северном побережье залива Онемен (Чукотка) // Материалы второй конф. геокриологов России: Т. 1. Ч. 2. Литогенетическая геокриология. Инженерная геокрио-

влаги весенне-летнего периода. Большая насыщенность снежника водой при промерзании отразилась в незначительном изотопном фракционировании, характерном для льдообразования в условиях закрытой системы.

Благодарности. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда в рамках проекта № 14-27-00083-П и бюджетного финансирования Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова с использованием масс-спектрометрического оборудования, приобретённого на средства Программы развития МГУ.

Acknowledgments. The work was supported by the Russian Science Foundation, project No. 14-27-00083-P and budget financing of the Lomonosov's Moscow State University, the mass spectrometer purchased with funds of the MSU Development Program.

References

- 1. Lopatin I.A. Some information about the ice layers in Eastern Siberia. Prilozheniye № 1 k XXIX tomu Zapisok Imperatorskoy Akademii Nauk. Appendix № 1 to the XXIX of the Notes of the Imperial Academy of Sciences. SPb., 1876: 3–32. [In Russian]
- 2. *Solovyov P.A.* Ice in the permafrost soils near the village of Anadyr. *Nedra Arktiki*. Bowels of the Arctic. 1947, 2: 213–232. [In Russian].
- 3. *Shvetsov P.F.* Underground waters and fossil ice of the area of the Anadyr and Coal Bay. *Nedra Arktiki*. Bowels of the Arctic. 1947, 2: 204–211. [In Russian].
- 4. Vtyurin B.I. Kriogennoe stroenie chetvertichnykh otlozheniy (na primere Anadyrskoy nizmennosti). Cryogenic structure of quaternary deposits (on the example of the Anadyr lowland). Moscow: Nauka, 1964: 152 p. [In Russian].
- Gasanov Sh.Sh. Underground ice of the Chukchi Peninsula. Vechnaya merzlota Chukotki. Permafrost of Chukotka. Magadan: SO AN USSR, 1964: 14–41. [In Russian].
- Kotov A.N. Late Pleistocene cryolithogenic deposits and glacial ice in the valley of the river. Eketiki (northern Chukotka). Kompleksnye issledovaniya Chukotki (problemy geologii i biogeografii). Complex research of Chukotka (problems of geology and biogeography). Magadan: DVO RAN, 1999: 93–102. [In Russian].
- Kotov A.N. Cryolithogenic ridges in the valley of the Tanyurer River (Chukotka). Kriosfera Zemli. Earth's Cryosphere. 1998, II (4): 62–71. [In Russian].
- 8. *Kotov A.N.* Features of the occurrence, composition and structure of the massive ice deposits on the northern coast of Onemen Bay (Chukotka). *Materialyi vtoroy*

логия. МГУ имени М.В. Ломоносова, 6–8 июня 2001 г. М.: Изд-во МГУ, 2001. С. 218–225.

- 9. *Королёв С.Ю*. Находка в долине р. Амгуэмы позднеплейстоценового глетчерного льда (Северная Чукотка) // ДАН. 1993. Т. 329. № 2. С. 195–198.
- Васильчук Ю.К., Котляков В.М. Основы изотопной геокриологии и гляциологии. М.: Изд-во МГУ, 2000. 616 с.
- Васильчук Ю.К. Изотопные методы в географии.
 Ч. 2: Геохимия стабильных изотопов пластовых льдов. В 2 т. Т. І. М.: Изд-во МГУ, 2012. 472 с.
- Vasil'chuk Yu.K., Murton J.B. Stable isotope geochemistry of massive ice // Geography, Environment, Sustainability. 2016. № 3 (9). P. 4–24. doi: 10.15356/2071–9388 03v09 2016 01.
- Каплина Т.Н. Особенности процессов сноса со склонов в области распространения многолетнемерзлых пород // Вопросы географии. 1959. Т. 46. С. 101.
- Кожевников Ю.П. Геосистемные аспекты растительного покрова Чукотки. Владивосток: изд. ДВО АН СССР, 1989. 308 с.
- 15. Ананичева М.Д., Маслаков А.А., Антонов Е.В. Деградация объектов криосферы в районе залива Лаврентия, Восточная Чукотка // Арктика и Антарктика. 2017. № 3. С. 17–29.
- Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation // Tellus. 1964. V. 16. P. 436–468.
- Jouzel J., Merlivat L., Lorius C. Deuterium excess in an East Antarctic ice core suggests higher relativity at the oceanic surface during the last glacial maximum // Nature. 1982. V. 299. P. 688–691.
- Jouzel J., Merlivat L. Deuterium and oxygen 18 in precipitation: modeling of the isotopic effects during snow formation // Journ. of Geophys. Research. 1984. V. 89. № 7. P. 11749–11757.
- Pang Z., Kong Y., Froehlich K., Huang T., Yuan L., Yuan L., Li Z., Wang F. Processes affecting isotopes in precipitation of an arid region // Tellus B. 2011. V. 63. P. 352–359.
- Wang S., Zhang M., Hoges C.E., Zhu X., Dong L., Ren Z., Chen F. Factors controlling stable isotope composition of precipitation in arid conditions: an observation network in the Tianshan Mountains, central Asia // Tellus B. 2016. V. 68. P. 26206
- Craig H. Isotope variation in meteoric waters // Science. 1961. V. 133. P. 1702–1703.
- O'Neil J.R. Hydrogen and oxygen fractionation between ice and water // Journ. of Phys. Chem. 1968. V. 72. P. 3683–3684.
- Suzuoki T, Kumura T. D/H and ¹⁸O/¹⁶O fractionation in ice-water systems // Mass Spectroscopy. 1973. V. 21. P. 229–233.
- 24. *Lehmann M., Siegenthaler U.* Equilibrium oxygen- and hydrogen-isotope fractionation between ice and water // Journ. of Glaciology. 1991. V. 37. № 125. P. 23–26.

konf. geokriologov Rossii. Materials of the second conf. of geocryologists of Russia. Moscow: MSU, 2001, 1 (2): 218–225. [In Russian].

- 9. *Korolyov S. Yu.* The find of late Pleistocene glacial ice in the valley of the Amguema river (Northern Chukotka). *Doklady Akademii Nauk.* Proc. of the Academy of Sciences. 1993, 329 (2): 195–198. [In Russian].
- Vasil'chuk Yu.K., Kotlyakov V.M. Osnovy izotopnoy geokriologii i glyatsiologii. Principles of Isotope Geocryology and Glaciology. Moscow: Moscow University Press, 2000: 616 p. [In Russian].
- 11. Vasil'chuk Yu.K. Izotopnye metody v geografii. Chast' 2: Geokhimiya stabil'nykh izotopov plastovykh l'dov. Isotope Ratios in the Environment. Part 2: Stable isotope geochemistry of massive ice. In 2 toms. T. 1. Moscow: Moscow University Press, 2012: 472 p. [In Russian].
- Vasil'chuk Yu.K., Murton J.B. Stable isotope geochemistry of massive ice. Geography, Environment, Sustainability. 2016, 3 (9): 4–24. doi: 10.15356/2071– 9388_03v09_2016_01.
- 13. *Kaplina T.N.* Features of demolition processes from slopes in the area of permafrost distribution. *Voprosy geografii*. Problems of Geography. 1959, 46: 101. [In Russian].
- Kozhevnikov Yu.P. Geosistemnye aspekty rastitel'nogo pokrova Chukotki. Geosystemic aspects of the vegetation cover of Chukotka. Vladivostok: DVO AN SSSR, 1989: 308 p. [In Russian].
- 15. Ananicheva M.D., Maslakov A.A., Antonov E.V. Degradation of cryospheric objects in the area of the Laurentia Bay, Eastern Chukotka. Arktika i Antarktika. Arctic and Antarctic. 2017, 3: 17–29. [In Russian].
- 16. *Dansgaard W*. Stable isotopes in precipitation. Tellus. 1964, 16: 436–468.
- 17. *Jouzel J., Merlivat L., Lorius C.* Deuterium excess in an East Antarctic ice core suggests higher relativity at the oceanic surface during the last glacial maximum. Nature. 1982, 299: 688–691.
- Jouzel J., Merlivat L. Deuterium and oxygen 18 in precipitation: modeling of the isotopic effects during snow formation. Journ. of Geophys. Research. 1984, 89 (7): 11749–11757.
- Pang, Z., Kong, Y., Froehlich, K., Huang, T., Yuan, L., Yuan L., Li Z., Wang F. Processes affecting isotopes in precipitation of an arid region. Tellus B. 2011, 63: 352–359.
- Wang S., Zhang M., Hoges C.E., Zhu X., Dong L., Ren Z., Chen F. Factors controlling stable isotope composition of precipitation in arid conditions: an observation network in the Tianshan Mountains, central Asia. Tellus B. 2016, 68 (1): 26206.
- 21. *Craig H*. Isotope variation in meteoric waters. Science. 1961, 133: 1702–1703.
- O'Neil J.R. Hydrogen and oxygen fractionation between ice and water. Journ. of Phys. Chem. 1968, 72: 3683–3684.
- 23. *Suzuoki T., Kumura T.* D/H and ¹⁸O/¹⁶O fractionation in ice-water systems. Mass Spectroscopy. 1973, 21: 229–233.
- 24. *Lehmann M., Siegenthaler U.* Equilibrium oxygen- and hydrogen-isotope fractionation between ice and water. Journ. of Glaciology. 1991, 37 (125): 23–26.

- 25. *Lacelle D*. On the δ^{18} O, δ D and d-excess relations in meteoric precipitation and during equilibrium freezing: Theoretical approach and field examples // Permafrost and Periglacial Processes. 2011. V. 22. P. 13–25.
- 26. Souchez R., Jouzel J., Lorrain R., Sleewaegen S., Stievenard M., Verbeke V. A kinetic isotope effect during ice formation by water freezing // Geophys. Research Letters. 2000. V. 27. № 13. P. 1923–1926.
- 27. *Souchez R., Jouzel J.* On the isotopic composition in δD and δ¹⁸O of water and ice during freezing // Journ. of Glaciology. 1984. № 30 (106). P. 369–372.
- 28. Friedman I., Benson C., Gleason J. Isotopic changes during snow metamorphism // Stable isotope Geochemistry: A Tribute to Samuel Epstein. The Geochemical Society, Spesial Publication. 1991. № 3. P. 211–221.
- 29. Поляк Б.Г., Дубинина Е.О., Лаврушин В.Ю., Чешко А.Л. Изотопный состав воды гидротерм Камчатки // Литология и полезные ископаемые. 2008. № 5. С. 480-504.
- 30. *Чижова Ю.Н., Васильчук Ю.К.* Дейтериевый эксцесс в снеге и ледниках Полярного Урала и пластовых льдах юга Ямала и побережья Байдарацкой губы // Арктика и Антарктика. 2017. № 2. С. 100–111.
- 31. *Фотиев С.М.* Закономерности формирования ионно-солевого состава природных вод Ямала // Криосфера Земли. 1999. Т. 3. № 2. С. 40–65.
- Васильчук Ю.К., Васильчук А.К. Повторно-жильные льды долины реки Майн и реконструкции зимних палеотемператур воздуха Южной Чукотки 38–12 тыс. лет назад // Криосфера Земли. 2017. Т. 21. № 5. С. 27–41.
- Vasil'chuk Yu., Budantseva N., Vasil'chuk A., Chizhova Ju., Podborny Ye., Vasil'chuk J. Holocene multistage massive ice, Sabettayakha river mouth, Yamal Peninsula, northernwest Siberia // GeoResearch Journ. 2016. V. 9. P. 54–66. doi: org/10.1016/j.grj.2016.09.002.
- 34. *Pollard W., Bell T.* Massive ice formation in the Eureka Sound Lowlands: A landscape model // Proc. of the Seventh Permafrost Intern. Conf. Yellowknife, Canada / Eds.: A.G. Lewkowicz, M. Allard. Universite Laval, Collection Nordicana, Canada. 1998. № 57. P. 903–908.
- 35. Robinson S., Pollard W. Massive ground ice within Eureka Sound bedrock, Fosheim Peninsula, Ellesmere Island, N.W.T. // Permafrost. Seventh Intern. Conf. Proceedings. Yellowknife, Canada / Eds.: A.G. Lewkowicz, M. Allard. Universite Laval, Collection Nordicana, Canada. 1998. № 57. P. 949–954.
- 36. Опокина О.Л., Слагода Е.А., Курчатова А.Н. Стратиграфия разреза «Марре-Сале» (Западный Ямал) с учётом новых данных радиоуглеродного анализа // Лёд и Снег. 2015. Т. 55. № 4. С. 87–94.
- 37. Слагода Е.А., Опокина О.Л., Рогов В.В., Курчатова А.Н. Строение и генезис подземных льдов в верхненеоплейстоцен-голоценовых отложениях мыса Марре-Сале (Западный Ямал) // Криосфера Земли. 2012. Т. XVI. № 2. С. 9–22.

- 25. *Lacelle D*. On the δ^{18} O, δ D and d-excess relations in meteoric precipitation and during equilibrium freezing: Theoretical approach and field examples. Permafrost and Periglacial Processes. 2011, 22: 13–25.
- 26. Souchez R., Jouzel J., Lorrain R., Sleewaegen S., Stievenard M., Verbeke V. A kinetic isotope effect during ice formation by water freezing. Geophys. Research Letters. 2000, 27 (13): 1923–1926.
- 27. Souchez R., Jouzel J. On the isotopic composition in δD and $\delta^{18}O$ of water and ice during freezing. Journ. of Glaciology. 1984, 30 (106): 369–372.
- Friedman I., Benson C., Gleason J. Isotopic changes during snow metamorphism. Stable isotope Geochemistry: A Tribute to Samuel Epstein. The Geochemical Society, Spesial Publication. 1991, 3: 211–221.
- 29. Polyak B.G., Dubinina E.O., Lavrushin V.Yu., Cheshko A.L. Isotope composition of water of the hydrotherm of Kamchatka. Litologiya i poleznye iskopaemye. Lithology and Mineral Resources. 2008, 5: 480–504. [In Russian].
- 30. *Chizhova Ju.N., Vasilchuk Yu.K.* Deuterium excess in the snow and glaciers of the Polar Urals and the massive ice of the south of Yamal Peninsula and the coast of the Baydaratskaya Bay. *Arktika i Antarktika.* Arctic and Antarctic. 2017, 2: 100–111. [In Russian].
- Fotiev S.M. Regularities in the formation of the ion-salt composition of the natural waters of Yamal Peninsula. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 1999, 3 (2): 40– 65. [In Russian].
- Vasilchuk Yu.K., Vasilchuk A.C. Ice wedges in the Mayn River Valley and winter air palaeotemperature in the Southern Chukchi Peninsula at 38–12 Kyr BP. *Kri*osfera Zemli. Earth's Cryosphere. 2017, 21 (5): 27–41. [In Russian].
- Vasil'chuk Yu., Budantseva N., Vasil'chuk A., Chizhova Ju., Podborny Ye., Vasil'chuk J. Holocene multistage massive ice, Sabettayakha river mouth, Yamal Peninsula, northernwest Siberia. GeoResearch Journ. 2016, 9: 54–66. doi: org/10.1016/j.grj.2016.09.002.
- 34. Pollard W., Bell T. Massive ice formation in the Eureka Sound Lowlands: A landscape model. Proc. of the Seventh Permafrost Intern. Conf.. Yellowknife, Canada. Eds.: A.G. Lewkowicz, M. Allard. Universite Laval, Collection Nordicana. 1998, 57: 903–908.
- 35. Robinson S., Pollard W. Massive ground ice within Eureka Sound bedrock, Fosheim Peninsula, Ellesmere Island, N.W.T. Permafrost. Seventh International Conference. Proceedings. Yellowknife. Canada. Eds.: A.G. Lewkowicz, M. Allard. Universite Laval, Collection Nordicana. 1998, 57: 949–954.
- 36. Opokina O.L., Slagoda E.A., Kurchatova A.N. Stratigraphy of the section «Marre-Sale» (Western Yamal Peninsula) with the new data of radiocarbon Dating. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2015, 55 (4): 87–94. [In Russian].
- Slagoda E.A., Opokina O.L., Rogov V.V., Kurchatova A.N. Structure and Genesis of underground ice in upperneo-Pleistocene – Holocene sediments of the Cape Marre-Sale (Western Yamal Peninsula). Kriosfera Zemli. Earth's Cryosphere. 2012, XVI (2): 9–22. [In Russian].

УДК 550.370:550.379

Accepted August 8, 2017

Количественная оценка объёмной льдистости мёрзлых грунтов методом дипольного электромагнитного профилирования

© 2018 г. Л.Г. Нерадовский

Институт мерзлотоведения имени П.И. Мельникова СО РАН, Якутск, Россия leoner@mpi.vsn.ru

Quantitative estimation of volumetric ice content in frozen ground by dipole electromagnetic profiling method

L.G. Neradovskiy

Melnikov Permafrost Institute, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Yakutsk, Russia leoner@mpi.ysn.ru

Received March 15, 2017

Keywords: dipole electromagnetic profiling, HFMD field amplitude attenuation parameter, layer of annual temperature fluctuations, permafrost, volumetric ice content.

Summary

Volumetric estimation of the ice content in frozen soils is known as one of the main problems in the engineering geocryology and the permafrost geophysics. A new way to use the known method of dipole electromagnetic profiling for the quantitative estimation of the volumetric ice content in frozen soils is discussed. Investigations of foundation of the railroad in Yakutia (i.e. in the permafrost zone) were used as an example for this new approach. Unlike the conventional way, in which the permafrost is investigated by its resistivity and constructing of geo-electrical cross-sections, the new approach is aimed at the study of the dynamics of the process of attenuation in the layer of annual heat cycle in the field of high-frequency vertical magnetic dipole. This task is simplified if not all the characteristics of the polarization ellipse are measured but the only one which is the vertical component of the dipole field and can be the most easily measured. Collected data of the measurements were used to analyze the computational errors of the average values of the volumetric ice content from the amplitude attenuation of the vertical component of the dipole field. Note that the volumetric ice content is very important for construction. It is shown that usually the relative error of computation of this characteristic of a frozen soil does not exceed 20% if the works are performed by the above procedure using the key-site methodology. This level of accuracy meets requirements of the design-and-survey works for quick, inexpensive, and environmentally friendly zoning of built-up remote and sparsely populated territories of the Russian permafrost zone according to a category of a degree of the ice content in frozen foundations of engineering constructions.

Citation: Neradovskiy L.G. Quantitative estimation of volumetric ice content in frozen ground by dipole electromagnetic profiling method. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2018. 58 (1): 94–104. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2018-1-94-104

Поступила 15 марта 2017 г.

Принята к печати 8 августа 2017 г.

Ключевые слова: метод ДЭМП, мёрзлые грунты, объёмная льдистость, параметр амплитудного ослабления поля ВВМД, разнос, слой годовых теплооборотов.

На примере исследований основания железнодорожной трассы в криолитозоне Якутии предложен новый подход в применении известного метода дипольного электромагнитного профилирования для количественной оценки объёмной льдистости мёрзлых грунтов. Решение этой задачи максимально упрощено за счёт измерений только одной характеристики – вертикальной составляющей поля высокочастотного вертикального магнитного диполя.

Введение

Изучение льдистости мёрзлых грунтов — одно из главных направлений развития и применения методов геоэлектрики на постоянном и переменном токе в области инженерной геокриологии. Таким оно остаётся и в настоящее время небывалого по интенсивности освоения природных богатств Восточной Сибири и Дальнего Востока. Проблема изучения мёрзлых грунтов в этих условиях заключена в оптимизации таких геолого-экономических показателей проектноизыскательских работ, как высокая производительность, низкая себестоимость, геокриологическая информативность и экологическая чистота. Один из подходяших экономичных и простых методов, прошедший в 1970-90-х годах всестороннюю производственную апробацию в криолитозоне Якутии, Красноярского края и Магаданской области, - метод дипольного электромагнитного профилирования (ДЭМП). По сравнению с аналогом дипольного профилирования на постоянном токе, требующем для полевых измерений отряд из 6-7 человек, при использовании этого метода необходимы только два человека. При изучении мёрзлых грунтов до глубины 10–100 м методом ДЭМП используется лёгкая и сравнительно портативная аппаратура массой не более 10 кг, которая может работать в течение одной-двух недель от одного сменного комплекта обычных круглых батареек.

Традиционная геокриологическая задача изучения методом ДЭМП границ распространения по площади подземных льдов и льдистых грунтов сводится к нерасчленённому изучению этих сложных по конфигурации природных образований. Такой подход в первую очередь предусматривает необходимость знания общей льдистости слоя годовых теплооборотов, где происходят механическое и физико-химическое взаимодействия мёрзлых грунтов с фундаментами инженерных сооружений. Именно поэтому не вся толща мерзлоты мощностью в несколько сотен метров, а этот небольшой по мощности слой (чаще всего 10-20 м), доступный для изучения неглубокими скважинами, интересен геокриологам и геофизикам.

Цель настоящей работы – показать, каким образом, изучая методом ДЭМП процесс затухания гармонического поля высокочастотного вертикального магнитного точечного диполя (ВВМД), удаётся выйти на количественную оценку в слое годовых теплооборотов показателя средней объёмной льдистости мёрзлых грунтов. Новизна такого подхода к решению этой важнейшей научно-практической задачи видна в сравнении с традиционным подходом. В нём, как известно, упор делается на изучение льдистости мёрзлых грунтов по их электрическому сопротивлению (далее – сопротивлению) на постоянном или переменном токе [1, 2].

Первый эксперимент по обозначенной тематике петрофизических исследований выполнен в 2006 г. в пределах Центрально-Якутской

равнины на Лено-Амгинском междуречье, где проектировалось строительство участка железнодорожной трассы (далее – трасса ж/д) «Беркакит-Томмот-Якутск» между станциями Томмот и Нижний Бестях. Выполненный эксперимент позволил установить, что эффективное сопротивление мёрзлых дисперсных грунтов, слагающих основание трассы железной дороги, оценённое по отношению амплитуд вертикальной и горизонтальной составляющих поля ВВМД (H_{π}/H_{r}) , зависит от средней объёмной льдистости слоя годовых теплооборотов [3, 4]. Положительные результаты эксперимента инициировали дальнейшие исследования методом ДЭМП по той же железнодорожной трассе, но уже с акцентом на изучение влияния объёмной льдистости на затухание поля ВВМД в слое годовых теплооборотов. Первые опыты в этом новом направлении петрофизических исследований показали, что, с точки зрения оптимизации показателей производительности и информативности, достаточно ограничиться измерением одной наиболее информативной в геокриологическом отношении и менее зависимой от помех характеристики, а именно, вертикальной составляющей эллипса поляризации поля ВВМД (*H*_z) [5].

Район исследований

Исследования выполнялись летом 2008 г. Институтом мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН по заказу ОАО «Проекттрансстрой» для научного сопровождения инженерно-геокриологических изысканий на ледовом комплексе Лено-Амгинского междуречья - потенциально опасном для будущей эксплуатации трассы железной дороги на участке длиной около 45 км. В работе П.А. Соловьёва это природное образование рассматривается как «особый горизонт, насыщенный жилами льда, более или менее единый и плащеобразно залегающий на обширных участках Центрально-Якутской равнины, но неоднородный по возрасту, составу, генезису и мощности» [6, с. 49]. По данным П.И. Мельникова [7], впервые выполнившего для всей территории криолитозоны Якутии мелкомасштабное районирование по мерзлотно-грунтовым условиям строительства и эксплуатации зданий и сооружений, Центрально-Якутская равнина занимает северную часть Лено-Алданского и северо-восточную часть Лено-Вилюйского междуречий, где развита толща мёрзлых четвертичных отложений озёрно-аллювиального генезиса со средней мощностью около 25 м.

Наиболее изучена в производственном и научном отношениях северная часть Лено-Алданского междуречья в пределах Лено-Амгинского водораздельного пространства. Здесь разрез ледового комплекса сложен преимущественно льдистыми грунтами глинистого состава (пылевато-илистыми и супесчано-суглинистыми фракциями). В них находятся многочисленные залежи древних подземных льдов повторножильного генезиса (далее льды) со сложной конфигурацией границ по площади и глубине. Залежи погребены на глубине от 3-5 до 10-30 м. По этой причине они не проявляют себя на дневной поверхности в отличие от молодых льдов, образующихся на обширных приморских равнинах Субарктики, границы которых легко визуально картируются по полигонально-жильным трещинным структурам.

Высокая насыщенность слоя годовых теплооборотов льдогрунтами (по ГОСТ 25100-95 [8], это - грунты с показателем содержания видимых по керну скважин ледяных включений $I_i > 0,4$) и льдами установлена бурением скважин и методом ДЭМП на высоких Маганской и Абалахской террасах долины р. Лена [4]. Здесь мёрзлые грунты отличаются сложностью строения, непостоянством состава и высокой изменчивостью объёмной льдистости мёрзлых грунтов. В понижениях рельефа, представленных озёрно-аласовыми котловинами, грунты, как правило, представлены засолёнными гумусированными супесями, суглинками, илами. Возвышенные формы рельефа (межаласья) сложены серыми льдистыми пылеватыми супесями и лёссовидными суглинками, которые служат материнской средой для льдов. При переходе на самую низкую террасу (Бестяхскую) льды в грунтах появляются очень редко, а сами грунты постепенно сменяются на однородную по гранулометрическому составу толщу мёрзлых нельдистых песков эолово-аллювиального генезиса с незначительной влажностью (не более 10-15%) и высокой температурой, близкой к 0 °С.

Редко наблюдаемые на Лено-Амгинском междуречье условия залегания залежей льдов в

глинистых грунтах ледового комплекса иллюстрирует рис. 1. На рис. 1. а показан общий план полосы искусственного обнажения трёх залежей льдов, обозначенных индексами 1-3. Внизу (см. рис. 1, δ) этот участок уже занят жидкообразной массой глинистого материала, которая образовалась при вытаивании льдов, льдистых грунтов и ограничивает подход к обнажению и детальному его обследованию. На рис. 1, б показаны увеличенные фрагменты отдельных залежей льдов с вертикальной полосчатой структурой, указывающей на их повторно-жильное происхождение. Тёмно-голубоватый с коричневым оттенком цвет льдов показывает присутствие в них примесей илистого и глинистого материала из вмещающей грунтовой среды.

Методика исследований

Главные технологические параметры проведения работ методом ДЭМП – частота, разнос (расстояние между точками излучения и измерения поля ВВМД) и положение точки записи результатов измерений. Пункт 3.3.7.4 общей инструкции по электроразведке [9, с. 99] рекомендует для заданной глубины изучения мёрзлых грунтов находить частоту и разнос как теоретическим, так и эмпирическим путём. В рассматриваемом случае мёрзлые грунты необходимо было изучить до глубины бурения скважин, т.е. 10 м. Для этого теоретический путь выбора разносов предусматривал расчёты комплексного волнового числа для разных частот и известных значений удельного эффективного сопротивления и диэлектрической проницаемости мёрзлых грунтов. Эмпирический путь выбора частоты и разноса выполнялся по данным метода дистанционного электромагнитного зондирования (ДЗ) на участках железнодорожной трассы с известным строением мёрзлых грунтов, т.е. в точках скважин. Однако получить такие оценки, соответствующие на Лено-Амгинском междуречье глубине изучения мёрзлых грунтов до 10 м, довольно трудно из-за отсутствия опорных литолого-фациальных границ с постепенным замещением по глубине глинистых грунтов на песчаные. Тем не менее, сравнивая данные методов ДЗ и геотермии в точках скважин и анализируя по этим данным динамику реакции слоя годо-



Рис. 1. Полоса вскрытия в 2014 г. строительными работами верхней части ледового комплекса Лено-Амгинского междуречья в районе пос. Качикатцы (участок реконструкции на 130-м километре автомагистрали М-59: г. Якутск – г. Тында). Фото Л.Г. Нерадовского. Пояснения см. текст

Fig. 1. The upper part of the ice complex exposed by construction activities in 2014 near Kachikatsy, Lena-Amga watershed (M-59 Yakutsk-Tynda Highway section under reconstruction, KM 130). Photo by L.G. Neradovskiy. Explanation see text

вых теплооборотов на электромагнитное и тепловое возбуждение с поверхности Земли, удаётся решить задачу выбора частоты и разноса для требуемой глубины изучения мёрзлых грунтов.

Многолетний опыт работ методами ДЭМП и ДЗ в сплошной криолитозоне Центральной Якутии показывает, что в большинстве случаев частота 1,125 МГц и разнос 50 м обеспечивают изучение мёрзлых грунтов до глубины 10 м [10]. При этом частота 1,125 МГц не уступает частоте 2,250 МГц по высокой чувствительности затухания поля ВВМД к изменению состава, состояния и свойств мёрзлых грунтов в слое годовых теплооборотов. Рассмотрим, насколько отличаются найденные эмпирическим путём оценки разноса для частоты 1,125 МГц от теоретических оценок. Предварительно вычислим мощность скин-слоя или, иначе говоря, глубину эффективного проникновения электромагнитного поля по одной из хорошо известных в теории электродинамики сплошных сред формуле:

$$h_{\rm S} = \sqrt{2 / \left[k\right]},\tag{1}$$

где k — модуль комплексного волнового числа, м⁻¹.

Вычисления модуля k проведём для усреднённых геоэлектрических условий слоя годовых теплооборотов криолитозоны Центрально-Якутской равнины [11], т.е. используем чаще всего встречающиеся на этой территории вероятностные значения удельного эффективного сопротивления (437–853 омметра) и вещественной части комплексной диэлектрической проницаемости (5,7–9,5 отн. ед.) мёрзлых грунтов песчано-глинистого состава. Для этих значений модуль k равен 0,145 и 0,104 м⁻¹ и соответственно скиновая глубина в глинистых и песчаных грунтах составляет 9,8 и 13,6 м.

Исследования В.С. Титлинова и Р.Б. Журавлёвой [5, с. 15] позволяют по скиновой глубине и параметру P (произведение модуля k на разнос) найти теоретическую оценку разносов. Так, разносы 10 и 30 м, принятые на основании практического опыта работ методом ДЭМП и соответствующие им значения P (1,0–1,5 и 3,1–4,3), теоретически обеспечивают 60 и 80% скиновой глубины. Это соответствует глубине изучения мёрзлых грунтов в среднем приблизительно до 7–9 м. Таким образом, вычисленная теоретическая оценка разноса 30 м и ранее найденная эмпирическая оценка разноса 50 м близки между собой по глубине изучения слоя годовых теплооборотов до 10 м.

С учётом близости теоретических и опытных оценок эффективной глубины проникновения поля ВВМД получает обоснование применение формулы (2) (см. далее) не только для идеальной модели однородного изотропного нижнего полупространства, но и для реальной модели мёрзлой неоднородной и анизотропной грунтовой среды в диапазоне частот 0,281-2,250 МГц. В идеальной модели в простейших условиях дальней зоны (P >> 1) с вертикально падающей плоской электромагнитной волной на горизонтальную поверхность Земли, а в реальной модели – в промежуточной зоне разносов от 3-5 до 50-100 м, где нет волнового процесса, условия изучения поля ВВМД весьма сложны.

Методика изучения методом ДЭМП процесса затухания поля ВВМД в слое годовых теплооборотов состоит в следующем. Вблизи точки скважины излучающая антенна устанавливается в горизонтальном положении на высоте около 1 м от поверхности. На этой же высоте и в таком же положении располагается приёмная антенна. Подключённая к микровольтметру, измеряющему амплитуду поля H_z , эта антенна перемещается в заданном направлении от излучающей антенны на расстояние 10 и 30 м. Эту методику ранее применял М.И. Задериголова, но с иной целью, а именно, для устранения из данных метода ДЭМП фона нормального поля ВВМД [12, с. 199].

Излучающая антенна, подключённая к генератору переменного тока, работает на какой-либо одной фиксированной частоте (в рассматриваемом случае на частоте 1,125 МГц) и излучает по вертикальной оси в верхнее и нижнее полупространство электромагнитное поле. В итоге на границе этих полупространств, т.е. на поверхности Земли, измеряется суммарное первичное и вторичное поле, действующее на приёмную антенну. Первичное поле действует как помеха в верхнем полупространстве, оказывая искажающее экранирующее влияние на результат измерений амплитуды Н_г. Вторичное поле действует со стороны нижнего полупространства и представляет собой результат генерации первичным полем токов вихревой и поляризационной природы, возникающих в межфазовом пространстве мёрзлых грунтов.

Измерение *H_z* на частоте 1,125 МГц выполнялось аппаратурой «СЭМЗ» в четырёх азимутах по

оси и поперёк трассы ж/д [13, 14]. Эта техника со стрелочной индикацией измерений также позволяет работать методом ДЭМП на частотах 0,281; 0,562 и 2,250 МГц. Причём не только в благоприятные по климатическим условиям летне-осенние периоды, но и зимой при температуре до -30 °C.

Мера объёмного затухания поля ВВМД в слое годовых теплооборотов оценивалась в окрестности точек скважин в радиусе 30 м по усреднённому в четырёх азимутах параметру амплитудного ослабления *G*:

$$G = \left[\sum_{i=1}^{4} G_i\right] / 4; \ G_i = 20 \log\left(\frac{A_1}{A_2}\right) / (d_2 - d_1), \tag{2}$$

где G_i — частные значения параметра амплитудного ослабления (дБ/м), соответствующие номеру азимута $i = 1, 2, 3, 4; A_1$ и A_2 — значения амплитуд характеристики H_z (мкВ), измеренные на разносах $d_1 = 10$ и $d_2 = 30$ м.

В отличие от теоретического коэффициента затухания, зависящего только от частоты и базовых характеристик электрических свойств мёрзлых грунтов (сопротивления, диэлектрической и магнитной проницаемости), эмпирический параметр *G* дополнительно зависит от применяемой техники и методики измерений. Интегральный по природе и содержащий в себе неразделяемый результат влияния первичного и вторичного полей ВВМД на амплитуду H_{z} этот параметр, в отличие от метода межскважинного радиоволнового просвечивания, не позволяет изучать процесс теплового поглощения электромагнитной энергии мёрзлыми грунтами. В этом – главный недостаток параметра G, реализуемого в методах ДЭМП и ДЗ. Другой существенный недостаток параметра G обусловлен принципиальным ограничением точного контроля глубины изучения мёрзлых грунтов. Впрочем, этот недостаток присущ не только методам ДЭМП и ДЗ, но и другим индуктивным методам. Поэтому из-за невозможности точной привязки результатов измерений к глубине изучения слоя годовых теплооборотов параметр G всегда несёт в себе элемент геологической неопределённости.

К преимуществам параметра *G* относятся: 1) лёгкость измерений; 2) простота количественной оценки; 2) достаточная для практики точность количественной оценки усреднённых показателей свойств мёрзлых грунтов. Главная же ценность параметра *G*, зависимого от сопротивления и диэлектрической проницаемости, на качественно ином уровне в обобщённом виде наследовать и передавать от этих характеристик всю информацию о протекающих в мёрзлых грунтах механических и физико-химических процессах. Следовательно, параметр *G* содержит в себе пусть не вполне точный, но куда более важный по достоверности итоговый результат суммарного действия этих процессов, позволяя получить данные о составе, состоянии и свойствах мёрзлых грунтов [10].

Результат изучения по параметру G процесса затухания поля ВВМД по аналогии с методом ДЗ [15, с. 23] относится к точке нахождения неподвижной излучающей антенны. Заметим, что если бы решалась типовая задача геоэлектрики с построением геоэлектрического разреза, то результат вычислений значений эффективного сопротивления следовало бы относить к середине между удаляющимися друг от друга на равное расстояние приёмно-передающими антеннами, как это делается в методах вертикального электрического зондирования и электропрофилирования на постоянном токе. В этих методах результат вычисления кажущегося сопротивления относится к середине расстояния между заземлёнными в грунт приёмными и питающими электродами [9, с. 102].

Контроль измерений характеристики H_z, сделанный в объёме 16,8% общего числа изученных методом ДЭМП скважин, показал, что относительная точность вычислений параметра G изменялась от 0,4 до 7,9% при среднем значении 3,2%. Снижение точности, как правило, наблюдалось на участках сосредоточения залежей льдов с высокой дисперсией (разбросом) частных азимутальных значений G_i. Такой статистический признак рекомендуется в дальнейшем использовать для надёжной идентификации присутствия в мёрзлых грунтах скоплений залежей льдов. Полученные в четырёх азимутах средние значения параметра G сравнивались со средними значениями объёмной льдистости мёрзлых грунтов, определяемой по лабораторным данным по формуле И.Н. Вотякова [16, с. 19]

$$W_{ob} = \gamma_{\rm ck} W_{tot} / 0.9, \tag{3}$$

где γ_{ck} — объёмная масса скелета мёрзлого грунта, г/см³; W_{tot} — средневзвешенная по всему изученному слою годовых теплооборотов суммар-

ная весовая влажность, доли ед.; 0,9 – значение объёмной массы льда, г/см³.

Строго говоря, результаты лабораторных определений объёмной льдистости и параметра G нельзя сравнивать между собой, так как они несут разномасштабную точечную и объёмную информацию об изучаемой льдистости массива мёрзлых грунтов. Даже если допустить, что между этими характеристиками потенциально существует функциональная зависимость, то она может быть полностью скрытой и ненаблюдаемой при неравномерном распределении льдистости в окрестностях скважины. Действительно, если скважина случайно окажется пробуренной в промежутке между залежами подземных льдов, то результат лабораторного анализа в этой точке покажет низкую льдистость мёрзлых грунтов. Напротив, результат определения параметра G с низкими средними значениями затухания поля ВВМД в окрестностях скважины укажет на высокую льдистость мёрзлых грунтов. Сочетаний таких вариантов точечных и объёмных оценок льдистости множество, и все они заведомо затрудняют изучение петрофизических закономерностей. Однако другого пути, кроме сравнения результатов лабораторного изучения проб грунтов и наземного или скважинного изучения геофизических полей, не существует и с этим необходимо считаться при постановке натурных экспериментов.

Методика исследований методом ДЭМП процесса затухания поля ВВМД в слое годовых теплооборотов в зависимости от объёмной льдистости мёрзлых грунтов завершалась решением прямой и обратной петрофизических задач с помощью программы «Stadia» [17]. Прямая задача предусматривала изучение корреляционной связи зависимой геофизической переменной (параметра G) с независимой геологической переменной (объёмной льдистости). Обратная задача решалась по уравнениям регрессии и заключалась в вычислении средних значений объёмной льдистости по значениям G.

Обсуждение результатов

Фактический материал исследований включал в себя 75 определений парных значений G и W_{ob} . Статистический разведочный анализ позволил установить неоднородность вероятностных рас-

Таблица 1.	Статистика	фактического	материала
------------	------------	--------------	-----------

Описательная	ПК6990-	ПК7100	ПК7250-ПК7360		
статистика	W _{ob}	G	W _{ob}	G	
Среднее арифметическое	0,456	2,47	0,438	2,20	
Среднее медианное	0,450	2,51	0,440	2,15	
Среднее модальное	0,430	2,03	0,440	2,07	
Стандартное отклонение	0,076	0,47	0,057	0,52	
Минимальное значение	0,308	1,27	0,310	1,12	
Максимальное значение	0,630	3,42	0,560	3,17	
Число определений	46	46	29	29	
Уровень надёжности 95%	0,023	0,14	0,021	0,20	

пределений значений этих геолого-геофизических характеристик, нивелирующую между ними реально существующую корреляционную связь. Именно поэтому фактический материал был разбит на две однородные группы по признаку состава грунтов. В первую группу вошли 46 парных значений *G* и W_{ob} , полученных на участке трассы ж/д ПК6990-ПК7100, где распространены глинистые грунты в виде лёссовидных суглинков. Вторую группу составили 29 парных значений *G* и W_{ob} , собранных на участке трассы железной дороги ПК7250-ПК7360 с преимущественно распространёнными песчаными грунтами.

Описательная статистика (табл. 1) показывает, что в обеих группах объёмная льдистость грунтов разного состава изменяется практически одинаково: в диапазоне 0,308-0,630 доли ед. при среднем значении около 0,440±0,022 доли ед. Этой динамике следуют значения параметра G, распределённые в интервале 1,12-3,42 дБ/м с разными средними значениями. Причём, если брать медианную среднюю метрику, более устойчивую к изменению на краях выборочной совокупности минимальных и максимальных значений, то в глинистых грунтах затухание поля BBMД выше (G = 2,51 дБ/м), а в песчаных грунтах — ниже (G = 2,15 дБ/м). Относительная разница затухания незначительна (15,4%), но все же указывает на более сильное влияние фактора дисперсности мёрзлых грунтов, которое нельзя игнорировать при изучении процесса затухания поля ВВМД в зависимости от объёмной льдистости. Форма этой зависимости показана на рис. 2, из которого видно, что рост объёмной льдистости приводит через рост сопротивления и снижения диэлектрической проницаемости мёрзлых грунтов к нелинейному уменьшению параметра G. Однако темп снижения разный и регулиру-



Рис. 2. Графики зависимости в слое годовых теплооборотов Лено-Амгинского междуречья средних значений параметра амплитудного ослабления и объёмной льдистости мёрзлых дисперсных грунтов глинистого (1) и песчаного (2) состава

Fig. 2. Plots relating average values parameter amplitude attenuation field HFMD to volumetric ice content within the layer of annual temperature fluctuation for frozen silts (1) and sands (2), Lena-Amga watershed

ется фактором дисперсности. В песчаных грунтах его влияние на затухание поля ВВМД меньше и поэтому параметр G сильнее реагирует на изменение объёмной льдистости. Свидетельство этому – повышение коэффициента множественной корреляции R^2 до 0,784, тогда как в глинистых грунтах этот показатель совместного действия факторов льдистости дисперсности среди других мерзлотно-грунтовых факторов существенно меньше и составляет 0,538. Это показывает, что песчаные грунты более благоприятны для изучения методом ДЭМП площадной изменчивости объёмной льдистости по параметру G.

Графики зависимости параметра *G* от объёмной льдистости (см. рис. 2), адекватно описываемые уравнениями полиномов пятого порядка, близки по форме к графикам уравнений логистической функции, которая, как известно, выражает общий закон преемственного поведения природно-технических систем между двумя крайними состояниями: начальным и конечным. В рассматриваемом случае такими состояниями, наблюдаемыми в глинистых грунтах (см. рис. 2, график *I*), являются низкая ($W_{ob} \leq 0,300$ доли ед.) и высокая ($W_{ob} \geq 0,600$ доли ед.) объёмная льдистость

грунтов с высоким (G около 3,0 дБ/м) и низким (G менее 2.0 дБ/м) затуханием поля ВВМД. За границами этих предельных состояний параметр G практически теряет чувствительность к изменению в грунтах количества подземного льда. Зато в промежутке между грунтами с низкой и высокой льдистостью чувствительность параметра G становится максимальной. Это даёт основание считать, что и за пределами Лено-Амгинского междуречья Центрально-Якутской равнины будут сохраняться физические предпосылки применения не только метода ДЭМП, но и метода ДЗ с целью решения по параметру G одной из важнейших задач проектно-изыскательских работ и инженерной геокриологии - количественной оценки объёмной льдистости мёрзлых дисперсных грунтов.

Рассмотрим, с какой точностью решается эта задача в летний период по оси трассы железной дороги на ключевых участках Лено-Амгинского междуречья, т.е. в пределах двух групп статистически однородных выборок парных значений G и W_{ob} в глинистых и песчаных грунтах. Для адекватного решения этой задачи с максимально возможной точностью вычислений W_{ob} из библиотеки уравнений программы «Stadia» [17] были подобраны следующие уравнения оптимальной функции:

 $W_{ob} = G/(0,00386+0,679G+0,636G^2), R^2 = 0,835;$ (4)

$$W_{ob} = G/(0,00408 + 1,070G + 0,564G^2), R^2 = 0,947.$$
 (5)

Уравнение (4) применялось для вычисления среднего показателя объёмной льдистости в слое годовых теплооборотов до глубины 7-9 м на ключевом участке 1 трассы железной дороги (ПК6990-ПК7100) – высоких Абалахской и Маганской террас долины р. Лена, сложенных серыми лёссовидными суглинками, которые представляют собой вмещающую среду для залежей льдов. Аналогичным образом применялось уравнение (5) на ключевом участке 2 железнодорожной трассы (ПК7250-ПК7360) – низких Тюнгюлюнской и Бестяхской террас с грунтами преимущественно песчаного состава, содержащими редкие залежи льдов. Анализ абсолютной разницы вычисленных и лабораторных значений W_{ab} (табл. 2) показал, что вычисления по уравнению (4) более точны, чем по уравнению (5). В среднем, ошибка вычислений равна нулю и с доверительной вероятностью 95% рас-

Ошибка <i>W</i> _{ob} , доли ед.	Участок 1	Участок 2
Среднее арифметическое	0,00	0,00
Среднее медианное	0,00	0,00
Среднее модальное	0,00	Нет данных
Стандартное отклонение	0,06	0,03
Минимальное значение	-0,15	-0,06
Максимальное значение	0,09	0,06
Количество определений	46	29
Уровень надежности 95%	0,02	0,01

Таблица 2. Статистика ошибок вычисления объёмной льдистости

пределена по нормальному закону (закону Гаусса) в интервале $\pm 0.01 \div 0.02$ доли ед. Разброс частных ошибок в 70% случаев не превышает $\pm 0.03 \div 0.06$ доли ед. Максимальные ошибки с положительным и отрицательным знаком изменяются от $\pm 0.09 \div 0.15$ до ± 0.06 доли ед.

Отметим, что принятый доверительный уровень вероятности 70% установлен для методов геофизики, применяемых в геологии при поисках и разведке месторождений полезных ископаемых. Повышать его в области инженерной геофизики до 95% при изучении грунтов нет никаких оснований, так как все методы геофизики принципиально не могут однозначно и корректно решать задачи изучения геологической и грунтовой среды. По отношению к минимальным и максимальным значениям объёмной льдистости 70%-й разброс ошибок составляет 9,7-19,5 и 4,8-9,5%. Не превышая 20%, этот уровень точности достаточен для применения метода ДЭМП в строительной индустрии с целью районирования застраиваемых территорий по категории льдистости мёрзлых грунтов, в частности, в летний период года в полосе местности Лено-Амгинского междуречья, прилегающей к уже построенной и эксплуатируемой трассе железной дороги, или в других районах Центрально-Якутской равнины в сходных ландшафтно-геоморфологических и инженерно-геокриологических условиях.

Заключение

Экспериментальные исследования, выполненные методом ДЭМП на Лено-Амгинском междуречье Центрально-Якутской равнины, позволили установить статистически значимое

влияние объёмной льдистости мёрзлых дисперсных грунтов слоя годовых теплооборотов на затухание в этом слое поля ВВМД. Благодаря этому получила научное обоснование новая методика применения метода ДЭМП для решения важнейшей задачи проектно-изыскательских работ и инженерной геокриологии - количественной оценки объёмной льдистости мёрзлых грунтов по параметру G [10]. В отличие от традиционной методики построения геоэлектрических разрезов решение этой задачи в существенной степени облегчается и упрощается за счёт того, что не требует знания сопротивления и диэлектрической проницаемости мёрзлых грунтов, определение которых в промежуточной волновой зоне при использовании высоких частот более 1 МГц сопряжено с большими техническими и вычислительными трудностями.

Успешное решение методом ДЭМП задачи количественной оценки объёмной льдистости невозможно без предварительного анализа карт геокриологического картирования, построенных по методике ключевых участков местности [18]. Только на основе анализа этого материала появляется возможность правильно учитывать и прогнозировать искажающее влияние на параметр G состава и температуры мёрзлых грунтов. Кроме того, при любой возможности метод ДЭМП нужно применять вместе с методом георадиолокации. Этот высокоинформативный метод заслуживает всякого внимания. Несмотря на усложнение организации и увеличения стоимости проектно-изыскательских работ, он существенно снижает степень неоднозначности интерпретационных решений, повышая их достоверность вместе с точностью вычислений среднего показателя объёмной льдистости мёрзлых грунтов. Однако и самостоятельное применение метода ДЭМП обеспечивает на уровне доверительной вероятности 70% относительную ошибку вычислений по регрессионным уравнениям не выше 20%.

Такой уровень точности достаточен для быстрого и экологически чистого картирования по площади границ изменчивости объёмной льдистости мёрзлых грунтов между редкой сетью опорных точек скважин, пробуренных при производстве проектно-изыскательских, геологоразведочных и горных работ. Экономический стимул применения метода ДЭМП – снижение в несколько раз организационных расходов, транспортных издержек и объёма трудоёмких и дорогостоящих буровых и лабораторных работ.

Благодарности. Автор выражает благодарность директору Института мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, профессору М.Н. Железняку за предоставленную возможность провести петрофизический эксперимент на железной дороге и заведующему лабораторией инженерной геокриологии этого же института Д.М. Шестер-

Литература

- Геннадиник Г.В. Геофизические исследования мёрзлых горных пород и льдов: Указатель литературы (1930–1985 гг.) / Ред.
 Б.И. Геннадиник. Якутск: изд. Ин-та мерзлотоведения СО АН СССР, 1986. 134 с.
- 2. Акимов А.Т., Клишес Т.М., Мельников В.П., Снегирёв А.М. Электромагнитные методы исследований криолитозоны / Ред. В.Д. Бадалов. Якутск: изд. Ин-та мерзлотоведения СО АН СССР, 1988. 48 с.
- 3. *Нерадовский Л.Г.* Электромагнитное изучение петрофизических характеристик льдистых пород Лено-Амгинского междуречья // Геофизика. 2007. № 2. С. 63–68.
- Нерадовский Л.Г. Изучение ледового комплекса Лено-Амгинского междуречья // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2008. № 5. С. 460–467.
- 5. *Титлинов В.С., Журавлёва Р.Б.* Технология дистанционных индуктивных зондирований. Екатеринбург: УИФ «Наука», 1995. 56 с.
- 6. Соловьёв П.А. Криолитозона северной части Лено-Амгинского междуречья. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 144 с.
- Мельников П.И. Мерзлотно-грунтовые условия строительства в Якутии // Фундаменты сооружений на мёрзлых грунтах в Якутии. М.: Наука, 1968. С. 5–19.
- *ГОСТ 25100–95*. Грунты. Классификация. М.: Изд-во стандартов, 1995. 31 с.
- 9. Инструкция по электроразведке. Л.: Недра, 1984. 534 с.
- Нерадовский Л.Г. Научно-методические основы изучения мёрзлых грунтов слоя годовых теплооборотов методами электромагнитных зондирований: Дис. на соиск. уч. степ. д-ра техн. наук. Якутск: Ин-т мерзлотоведения СО РАН, 2016. 378 с.
- 11. Нерадовский Л.Г. Электродинамические модели мёрзлых грунтов криолитозоны Централь-

нёву за моральную поддержку и помощь в выбранной теме научных исследований.

Acknowledgments. The author is grateful to the Director of the Permafrost Institute. P.I. Melnikov and Professor M.N. Zhelezniak for an opportunity to conduct a petrophysical experiment on the railroad and head of the laboratory of Permafrost Engineering at MPI of the same Institute, Dr. D.M. Shesternev for moral support and assistance in the chosen topic of scientific research.

References

- Gennadinik G.V. Geofizicheskie issledovaniya myorzlykh gornykh porod i l'dov: Ukazatel' literatury (1930–1985 gg.). Geophysical studies of frozen ground and ice: Bibliography (1930–1985). Ed. B.I. Gennadinik. Yakutsk: Permafrost Institute, Siberian Branch of the USSR Academy of Sciences, 1986: 134 p. [In Russian].
- Akimov A.T., Klishes T.M., Mel'nikov V.P., Snegirev A.M. Elektromagnitnye metody issledovaniy kriolitozony. Electromagnetic methods for permafrost research. Ed. V.D. Badalov. Yakutsk: Permafrost Institute, Siberian Branch of the USSR Academy of Sciences, 1988: 48 p. [In Russian].
- 3. *Neradovskiy L.G.* Electromagnetic studies of Leno-Amginsky permafrost rocks petrophysical characteristics. *Geofizika*. Geophysics. 2007, 2: 63–68. [In Russian].
- Neradovskii L.G. Study of ice complex at the Leno-Amginskii interfluve using the magnetic field parameters. *Geoekologiya*. *Inzhenernaya Geologiya*. *Gidrogeologiya*. *Geokriologiya*. Geoecology. Engineering geology. Hydrogeology. Geocryology. 2008, 5: 460–467. [In Russian].
- Titlinov V.S., Zhuravleva R.B. Tekhnologiya distantsionnykh induktivnykh zondirovaniy. The technology of remote inductive sounding. Ekaterinburg: Nauka, 1995: 56 p. [In Russian].
- 6. Soloviev P.A. Kriolitozona severnoy chasti Leno-Amginskogo mezhdurech'ya. Permafrost in the northern part of the Lena-Amga watershed. Moscow: Publishing house of the USSR Academy of Sciences, 1959: 144 p. [In Russian].
- Melnikov P.I. Permafrost conditions for construction in Yakutia. Fundamenty sooruzheniy na myorzlykh gruntakh v Yakutii. Building Foundations on Permafrost in Yakutia. Moscow: Nauka, 1968: 5–19. [In Russian].
- GOST 25100-95. Grunty. Klassifikatsiya. GOST 25100-95. Soils. Classification. Moscow: Publishing house of standards, 1995: 31 p. [In Russian].
- 9. *Instruktsiya po ehlektrorazvedke*. Instructions for electrical geophysical surveys. Leningrad: Nedra, 1984: 534 p. [In Russian].
- Neradovskii L.G. Nauchno-metodicheskie osnovy izucheniya myorzlykh gruntov sloya godovykh teplooborotov metodami elektromagnitnykh zondirovaniy. Scientific and methodological basis for electromagnetic sounding of near-surface permafrost. PhD Dissertation. Yakutsk: Melnikov Permafrost Institute, Siberian Branch of the RAS, 2016. 378 p. [In Russian].
- 11. Neradovskii L.G. Electrodynamic models of permafrost in Central Yakutia. Sovremennyi nauchnyi potentsial i perspektivnye

ной Якутии // Современный научный потенциал и перспективные направления теоретических и практических аспектов: Материалы междунар. науч.-практич. конф. 27–28 февраля 2017 г. Санкт-Петербург. СПб.: Изд-во КультИнформПресс, 2017. С. 26–33.

- Задериголова М.М. Радиоволновой метод в инженерной геологии и геоэкологии. М.: Изд-во МГУ, 1998. 320 с.
- Комплекс СЭМЗ (среднечастотного электромагнитного зондирования). Техническое описание. Красноярск: изд. НПО «Сибцветметавтоматика», 1991. 30 с.
- 14. Лебедев В.Ф., Онущенко В.И., Литвинцева Л.М. Комплекс СЭМЗ. Методическое пособие. Красноярск: изд. НПО «Сибцветметавтоматика», 1991. 60 с.
- 15. Вешев А.В., Любцева Е.Ф., Леончиков В.М., Алексеев В.М. Временное руководство по методу электромагнитного зондирования с вертикальным магнитным диполем. М.: изд. Министерства цветной металлургии СССР, 1978. 45 с.
- 16. Вотяков И.Н. Физико-механические свойства мёрзлых и оттаивающих грунтов Якутии. Новосибирск: Наука, 1975. 175 с.
- Кулаичев А.П. Методы и средства комплексного анализа данных. М.: Форум; Инфра-М, 2006. 512 с.
- Кудрявцев В.А., Гарагуля Л.С., Кондратьева К.А. Романовский Н.Н., Максимова А.Н., Чижов А.Б. Методика мерзлотной съемки. М.: Изд-во МГУ, 1979. 358 с.

napravleniya teoreticheskikh i prakticheskikh aspektov: Materiały mezhdunarodnoy nauchno-prakticheskoy konferentsii 27–28 fevralya 2017 g. Sankt-Peterburg. Modern Science Potential and Promising Areas of Theoretical and Practical Aspects: Proc. of the Intern. Conf. 27–28 February 2017, St.-Petersburg. St.-Petersburg: KultInformPress, 2017: 26–33. [In Russian].

- Zaderigolova M.M. Radiovolnovoy metod v inzhenernoy geologii i geoehkologii. The radiowave method in engineering geology and environmental geoscience. Moscow: Moscow State University, 1998: 320 p. [In Russian].
- Kompleks SEMZ (srednechastotnogo ehlektromagnitnogo zondirovaniya). Tekhnicheskoe opisanie. Complex SEMZ (Medium-frequency electromagnetic sounding system). Technical specification. Krasnoyarsk: NPO Sibtsvetmetavtomatika, 1991: 30 p. [In Russian].
- 14. Lebedew V.V., Onushchenko V.I., Litvintseva L.M. Kompleks SEMZ. Metodicheskoe posobie. Complex SEMZ. Methodological guideline. Krasnoyarsk: NPO Sibtsvetmetavtomatika, 1991: 60 p. [In Russian].
- 15. Veshev A.V., Lyubtseva E.F., Leonchikov V.M., Alekseev V.M. Vremennoe rukovodstvo po metodu elektromagnitnogo zondirovaniya s vertikal'nym magnitnym dipolem. Interim Guide for Using the Electromagnetic Sounding Method with a Vertical Magnetic Dipole. Moscow: Ministerstvo tsvetnoy metallurgii SSSR, 1978: 45 p. [In Russian].
- Votyakov I.N. Fiziko-mekhanicheskie svoystva myorzlykh i ottaivayushchikh gruntov Yakutii. Physico-mechanical properties of frozen and thawing soils in Yakutia. Novosibirsk: Nauka, 1975: 175 p. [In Russian].
- 17. Kulaichev A.P. Metody i sredstva kompleksnogo analiza dannykh. Methods and Tools for Integrated Data Analysis. Moscow: Forum; Infra-M, 2006: 512 p. [In Russian].
- Kudryavtsev V.A., Garagulya L.S., Kondratieva K.A., Romanovskiy N.N., Maksimova A.N., Chizhov A.B. Metodika merzlotnoy s'emki. Methods of permafrost surveying. Moscow State University, 1979: 358 p. [In Russian].

Морские, речные и озёрные льды

УДК 628.19 (551.32)+502/504

doi: 10.15356/2076-6734-2018-1-105-116

Факторы, влияющие на процессы сульфатредукции и метилирования ртути во льдах реки Амур

© 2018 г. Л.М. Кондратьева¹, Д.В. Андреева^{1*}, Е.М. Голубева²

¹Институт водных и экологических проблем, Дальневосточное отделение РАН, Хабаровск, Россия; ²Институт тектоники и геофизики, Дальневосточное отделение РАН, Хабаровск, Россия *freckles2008@yandex.ru

Factors affecting the conditions of sulfate reduction and mercury methylation in the River Amur ice

L.M. Kondratyeva¹, D.V. Andreeva^{1*}, E.M. Golubeva²

¹Institute of Water and Ecological Problems, Far East Branch of the Russian Academy of Sciences, Khabarovsk, Russia; ²Institute of Tectonics and Geophysics, Far East Branch of the Russian Academy of Sciences, Khabarovsk, Russia *freckles2008@vandex.ru

Received November 14, 2016

Accepted March 27, 2017

Keywords: Amur River, biogeochemical processes, ice, mercury, methylation, microorganism, organic matter, sulfate reduction.

Summary

Results of the layer-by-layer studies of distribution of organic matter (OM) and mercury in ice cores sampled from the Amur River near the Khabarovsk city: its mainstream and the Pemzenskava and Amurskava branches, are presented. Comprehensive investigation of ice performed at the end of the freeze-up period allows making a retrospective analysis of the river ecosystem pollution during winter. Analysis of the total content of dissolved organic substances and aromatic compounds, determining a level of humification of the aquatic environment, was carried out with a spectrophotometer Shimadzu UV-3600 at 254 and 275 nm. The mercury content was determined by inductively coupled plasmamass spectrometry (ICP-MS). The number of cultured heterotrophic bacteria, sulfate-reducing bacteria (SRB) and their resistance to mercury (0.0005 and 0.001 mg/L) were used as indicators of biogeochemical processes going on in vitro. The maximum resistance to mercury at concentration of 0.001 mg/l was revealed from the sulfate-reducing bacteria in cores taken from the upper ice layer (0-10 cm) near the right bank of the Amurskaya branch. Periodical high mercury contamination of ice (up to 0.71 mkg/L) is estimated as a risk factor. In Pemzenskoy branch, the main factors for the mercury methylation in the ice were fine detritus, coming at the reservoir discharges, and the SRB resistant to mercury. These microorganisms were found in upper layers of the ice (10-35 cm) near the left bank and in the middle of the water stream (60-80 cm). A layer of ice (70-117 cm) with conditions also favourable for the sulfate reduction and the mercury methylation had been revealed in the mainstream of the Amur River near its right bank that is the cross-boundary area in the zone of influence of the Songhua river runoff. Among these conditions are high levels of OM, the presence of heterotrophic bacteria, which are destructors of high-molecular compounds, the potential producers of metabolites with methyl radicals, and the activity of the SRB resistant to mercury.

Citation: Kondratyeva L.M., Andreeva D.V., Golubeva E.M. Factors affecting the conditions of sulfate reduction and mercury methylation in the River Amur ice. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2018, 58 (1): 105–116. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2018-1-105-116

Поступила 14 ноября 2016 г.

Принята к печати 27 марта 2017 г.

Ключевые слова: Амур, биогеохимические процессы, лёд, метилирование, микроорганизмы, органические вещества, ртуть, сульфатредукция.

Представлены результаты послойного исследования кернов речного льда с использованием спектральных и микробиологических методов. Активность биогеохимических процессов во льдах определяется высокими концентрациями органических веществ (растворённых и в виде детрита), загрязнением водной среды ртутью при формировании ледяного покрова, численностью культивируемых гетеротрофных бактерий и сульфатредуцирующих бактерий. К основным предпосылкам метилирования ртути во льдах р. Амур относятся: поступление из водохранилищ гумифированных вод и детрита; трансграничное загрязнение летучими ароматическими соединениями; образование бактериальных метаболитов с метильными радикалами; устойчивость сульфатредуцирующих бактерий к ртути.

Введение

Ртуть относится к одному из главных экотоксикантов, негативно влияющих на жизнедеятельность различных групп организмов и здоровье человека [1-3]. Масштабы ртутной проблемы увеличиваются в связи с ростом антропогенного воздействия на загрязнение природной среды [4, 5]. Загрязнение атмосферы, почв, лесных массивов и водных экосистем обеспечивает быструю циркуляцию ртути [6, 7]. Риск ртутного загрязнения зависит от многих факторов, в том числе от формы нахождения этого металла в окружающей среде [8, 9], включая воду и донные отложения. Самая токсичная форма ртути – метилртуть (CH₃Hg⁺). Несмотря на существование абиотического метилирования, оно имеет минимальное значение по сравнению с биологическим метилированием. Согласно данным различных исследователей, основными метиляторами ртути могут выступать сульфат- и железоредуцирующие бактерии, а также метанотрофные бактерии, способные использовать различные низкомолекулярные источники углерода [10]. В результате биогеохимических процессов, включая микробиологическую деструкцию растительных остатков и гуминовых веществ почв, ртуть переходит в метилированную форму, что увеличивает её миграционную способность, поступление в толщу воды и накопление гидробионтами.

Экспериментально показано, что растворённые органические вещества, ионы Fe²⁺, Cl⁻ и SO_2^{-4} играют более значимую роль в метилировании ртути по сравнению с pH или Eh [11]. Возрастание миграционной способности ртути связывают с микробиологической активностью в присутствии органических веществ (ОВ) [12]. Известно, что в качестве ключевого микробиологического метилятора ртути во многих водных системах выступают сульфатредуцирующие бактерии, способные окислять разные источники углерода при температуре 0 °С [13]. Установлено, что железоредуцирующие бактерии также играют важную роль в метилировании ртути в окружающей среде. Например, Geobacter metallireducens и Geobacter sulfurreducens метилировали ртуть с помощью либо фумарата, либо нитрата, а восстановление железа не играло ведущей роли в поведении ртути [14].

Бактерии, имеющие специализированные гены по переносу метильных групп, занимают разнообразные экологические ниши, вызывая гло-

бальные масштабы метилирования ртути как в анаэробных условиях, так и при лимите кислорола [15]. Известны бактерии в составе перифитона, которые не относятся к метиляторам ртути как сульфатредуцирующие бактерии, но они способны накапливать CH₃Hg⁺ в своей биомассе [16]. Потенциал для метилирования ртути имеют различные микробные сообщества водных экосистем, почвы различных регионов, заболоченные участки, зоны многолетнемёрзлых образований и рисовые поля [17]. Исследования миграции и трансформации ртути во льдах и снеге проводили главным образом в арктических условиях [18] и при загрязнении льда в полярном регионе [19]. Есть сведения, что ртуть может метилироваться в снеге [20, 21]. Из арктического снега и льда выделены ртутьрезистентные микроорганизмы [22]. При исследовании многолетнемёрзлых образований установлено, что метаболическая активность микроорганизмов может сохраняться при -20 °C [23].

В Приамурье к источникам ртутного загрязнения отнесены промышленные центры (города Хабаровск, Амурск, Комсомольск-на-Амуре) и сток р. Сунгари (территория Китая). Значительное накопление тяжёлых металлов и ртути зарегистрировано в поверхностном слое донных отложений устьевых зон рек Амура [24], Буреи и Зеи, в бассейнах которых созданы водохранилища [25]. Довольно остро стоит вопрос о загрязнении природной среды ртутью в Китае [5, 26] и непосредственно р. Сунгари [27]. Сезонные исследования, выполненные в 2012-2014 гг. Краевым центром экологического мониторинга и прогнозирования чрезвычайных ситуаций Хабаровского края, показали, что в весенний период в воде р. Амур содержание ртути увеличивается до 2-3 ПДК. Особое значение ртутная проблема приобретает из-за трансграничного загрязнения р. Амур стоком рек Сунгари и Уссури (Китай), зимних сбросов с водохранилищ и весеннего выноса льдов в прибрежные акватории Дальневосточных морей [28, 29]. В зимний период метилированию ртути в р. Амур могут способствовать лимит кислорода, сброс недостаточно очищенных сточных вод, питание подземными железосодержащими водами и процессы сульфатредукции в донных отложениях. Остаётся открытым вопрос о поведении ртути в толще льда.

Цель нашей работы – исследование послойного распределения органических веществ и
сульфатредуцирующих бактерий, устойчивых к ионам ртути в кернах льда, отобранных в районе Хабаровского водного узла (основное русло р. Амур, Пемзенская и Амурская протоки).

Объекты и методы исследования

Пробы льда отобраны в конце ледостава 2013-2014 гг. сотрудниками Института водных и экологических проблем ДВО РАН во время зимней экспедиции под руководством А.Н. Махинова на трёх створах в районе Хабаровского водного узла: створ I – Амурская протока; створ II – Пемзенская протока; створ III – основное русло р. Амур (рис. 1). Керны льда получали с помощью кольцевого бура с внутренним диаметром 16 см по поперечному профилю водотока. В Амурской и Пемзенской протоках образцы отбирали в 50 м от берегов и на середине реки. В р. Амур взято несколько кернов льда. Для спектральных и микробиологических исследований использованы следующие керны льда: керн 1 (0,9 м) - 80 м от правого берега; керн 4 (2,0 м) – 280 м от этого берега; керн 5 (1,4 м) – 357 м от правого берега; керн 13 (1,32 м) – 20 м от левого берега. Распил кернов льда на слои вели с учётом его неоднородной структуры на очищенном от снега льду, затем он хранился в морозильной камере при температуре -18 °C.

Для химического и микробиологического анализов использованы расплавы разных слоёв льда. Пробы льда расплавляли при комнатной температуре с соблюдением правил асептики. Лёд помещали в стерильные стаканы с крышками. Численность культивируемых гетеротрофных бактерий определяли путём посева 0,1 мл расплава льда на разбавленный в 10 раз рыбопептонный агар методом предельных разведений с последующим пересчётом на 1 мл талой воды и выражали в колониеобразующих единицах – КОЕ/мл. Численность сульфатредуцирующих бактерий определяли методом глубинного посева 1 мл расплава на агаризованную среду Морриса следующего состава, г/л: дистиллированная вода – 1; рыбный питательный агар – 3,5; пептон – 1; NaCl – 0,5; CH₃COOPb – 10; агар-агар – 20. Для определения активности роста сульфатредуцирующих бактерий использовали жидкую питательную среду, в ко-



Рис. 1. Карта-схема мест отбора проб льда **Fig. 1.** Scheme of ice sampling points

торую входили, г/л: дистиллированная вода – 1; $K_2HPO_4 - 1$; $NH_4Cl - 1$; $CaCl_2 \times 2H_2O - 0,1$; $MgSO_4 \times 7H_2O - 2$; лактат натрия ($C_3H_5NaO_3$) -3,5; дрожжевой экстракт — 1; $FeSO_4 \times 7H_2O$ — 0,5; pH = 7,4. В качестве восстановителя добавляли несколько капель 1%-го раствора сульфида натрия. Вносили 1 мл инокулята в виде расплава льда к 10 мл питательной среды и культивировали в течение семи суток. Активность роста сульфатредуцирующих бактерий на лактате оценивали фотометрически на КФК-3-01 по изменению оптической плотности культуральной жидкости при 490 нм. Для определения устойчивости сульфатредуцирующих бактерий к ионам ртути использовали водорастворимую соль HgNO₃ в двух концентрациях: 0,0005 и 0,001 мг/л.

Определение органических веществ проводили на спектрофотометре Shimadzu UV-3600 (Япония) при двух длинах волн: 254 и 275 нм. Это позволило установить суммарное содержание растворённых органических веществ и концентрацию ароматических соединений, влияющих на уровень гумификации водной среды [30]. Перерасчёт на общее содержание органического углерода (мг/л) вели по калибровочной кривой. Летучие органические вещества анализировали методом газовой хроматографии (газовый хроматограф Shimadzu GC-2010 с пламенно-ионизационным детектором) согласно ISO 11423-1 (аналитик А.Г. Жуков). Концентрацию ртути анализировали на эмиссионном спектрометре с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) фирмы «Perkin Elmer» (США) методом Total Quant. В микробиологических исследованиях использовали три повторности. Статистическую обработку данных выполняли с помощью пакета программ STATISTICA 6.0 с определением средних величин и их простых ошибок (M±m).

Результаты и обсуждение

Послойное исследование льда в конце ледостава позволяет сделать ретроспективный анализ загрязнения речных экосистем в период формирования ледяного покрова [28]. Отбор кернов льда по продольному и поперечному профилям водотоков позволяет оценить характер их загрязнения в пространстве, а послойное исследование льда — во времени за период формирования ледяного покрова. В различных слоях льда можно идентифицировать органические вещества природного и антропогенного происхождения, которые присутствовали в воде во время формирования конкретного слоя льда, а также продукты бактериального метаболизма.

Содержание органических веществ во льдах. В результате многолетних исследований мы установили межгодовое изменение состава ОВ во льдах, но фактически всегда в них присутствовали метилированные соединения. Так, в 2005-2006 гг. после техногенной аварии в Китае во льдах доминировали различные метилированные производные бензола – потенциальные источники метильных радикалов [31]. Зимой 2010/11 г. во всех пробах льда, отобранных вдоль правого берега Амура, присутствовали хлористый метилен и бутилацетат. В некоторых нижних слоях льда, наряду с высокими концентрациями хлористого метилена и бутилацетата, находили изопропилбензол и метилированные производные бензола (о- и р-ксилолы). Отметим, что хлористый метилен также присутствовал во льдах, отобранных в Пемзенской протоке, но его концентрации были ниже, чем в основном русле р. Амур [29]. При этом в нижних слоях льда установлены более высокие концентрации этилацетата, чем в подлёдной воде. Можно предположить, что этот широко распространённый во льдах компонент представляет собой продукт микробиологического разложения высокомолекулярных OB различного генезиса, поступивших в период формирования ледяного покрова.

Известно, что увеличение суммарного содержания растворённых органических веществ обычно стимулирует микробную активность и может способствовать синтезу метилртути. Так, после техногенной аварии в Китае в ноябре 2005 г. установлено, что численность микроорганизмов различных физиологических групп существенно увеличивалась в присутствии разнообразных органических веществ, которые аккумулировались в толще льда рек Амур и Сунгари [31, 32]. Образование нерастворимых комплексов с гуминовыми кислотами замедляет трансформацию ртути и создаёт возможность её депонирования, а формирование растворимых комплексов с фульвокислотами ускоряет этот процесс. Высокое содержание ОВ с преобладанием гуминовых кислот, восстановительная среда (дефицит кислорода), нейтральная или слабокислая среда способствуют процессам алкилирования ртути [12]. Можно предположить, что в подобных условиях существует риск увеличения концентрации подвижной ртути. Так, в устьевых зонах крупных притоков р. Амур (реки Зея и Бурея), характеризующихся повышенным содержанием гуминовых веществ, мы обнаружили активно развивающиеся бентосные сульфатредуцирующие бактерии, а микробное сообщество проявляло устойчивость к солям ртути [33].

Спектрофотометрические исследования расплавов льда в марте 2014 г. показали, что общее содержание растворённых органических веществ (ОВ_{254нм}) изменяется в толще льда и по поперечному профилю основного русла р. Амур, и в протоках. Так, на створе Амурской протоки повышенное содержание органических веществ установлено в верхних слоях льда (0-60 см), которые формировались у правого берега. Только здесь во льдах были отмечены небольшие включения бурых частиц и песка. Минимальное содержание ОВ установлено в верхнем слое кристаллического льда, образцы которого отобраны у левого берега (рис. 2, а). Анализ распределения растворённых ОВ во льдах Пемзенской протоки позволил установить слои с их повышенным со-



Рис. 2. Содержание растворённых органических веществ в разных слоях льда Амурской протоки (a), Пемзенской протоки (δ) , в р. Амур по направлению от левого берега к правому (a):

На рис. 2, 3: ЛБ – левый берег; С – середина; ПБ – правый берег; К13 – керн 13; К5 – керн 5; К4 – керн 4; К1 – керн 1 **Fig. 2.** Content of dissolved organic matter in the different layers of ice in the Amur channel (*a*) and Pemzenskaya channel (δ), in river Amur from the left bank to the right one (*в*):

In Fig. 2, 3: ΠB – left bank; C – middle; ΠB – right bank; K13 – core 13; K5 – core 5; K4 – core 4; K1 – core 1

держанием (см. рис. 2, δ). Прежде всего выделяли верхние слои льда (0–35 см) у левого берега и средние слои (45–80 см) в керне, отобранном на середине протоки. В них присутствовали вкрапления тонкодисперсного детрита и песка, хотя лёд был в основном прозрачным.

Самые существенные различия послойного распределения органических вешеств во льдах установлены в основном русле р. Амур (см. рис. 2, в). Абсолютный максимум содержания ОВ характерен для керна льда, отобранного в 375 м от правого берега в слое 70-117 см с высоким содержанием частиц детрита. Спектральные характеристики расплавов льда, полученные при 275 нм, полностью отражали пространственное распределение общего содержания органических веществ. Это может быть связано с высокой долей ароматических соединений, аккумулированных во льдах. В основном русле р. Амур в расплавах льда с максимальными показателями абсорбции при 275 нм обнаружены фенолрезистентные бактерии. Такая закономерность установлена ранее во льдах рек Амур и Сунгари после техногенной аварии в Китае [32] при поступлении различных ОВ, в том числе метилированных производных бензола. В период наблюдений содержание растворённых органических веществ в подлёдной воде было существенно выше, чем в расплавах льда. Максимальные значения ОВ зарегистрированы у левого берега на всех трёх створах: Амурская протока -0.67 мг/л, Пемзенская протока – 0,78 мг/л, р. Амур – 0,84 мг/л. Однако на середине реки, в расплаве льда (слой 70-117 см) с высоким содержанием детрита и растворённых ОВ, показания были выше в 2,2 раза, чем в подлёдной воде. Это может быть связано с зимними сбросами воды с Зейской и Бурейской ГЭС.

Содержание ртути. За 2010-2014 гг. содержание ртути во льдах р. Амур, Амурской и Пемзенской проток изменялось значительно (табл. 1). В период ледостава 2010-2011 гг. максимальное содержание ртути зафиксировано в нижних слоях льда, отобранного у правого берега в районе центральной набережной г. Хабаровск (0,468 мкг/л). Высокие концентрации ртути характерны для верхних слоёв льда, отобранных в Амурской протоке у правого берега (0, 046 мкг/л). В пробах льда из Пемзенской протоки ртуть обнаружена только в нижних слоях у левого берега (0,026 мкг/л). В следующий сезон (ледостав 2011/12 г.) концентрации ртути в р. Амур были ниже. Однако в этот же период в протоке Амурская в нижнем слое льда, отобранном у правого берега, содержание ртути было экстремально высоким за этот период наб-

Период	Pero Avon	Амурская	Пемзенская
ледостава, годы	т ска Амур	протока	протока
2010/11	0,001-0,468	Менее 0,001-0,046	Менее 0,001-0,026
2011/12	0,001-0,13	0,05-0,71	0,01-0,4
2012/13	Менее 0,001	Не опр.	0,001-0,28
2013/14	Менее 0,001-0,02	Менее 0,001	Менее 0,001-0,02

Таблица 1. Содержание ртути в р. Амур и протоках в районе г. Хабаровск в 2010–2014 гг., мкг/л расплава льда

людений (0,71 мкг/л). В Пемзенской протоке в тот же период также фиксировали высокие концентрации ртути (0,4 мкг/л). Содержание ртути, обнаруженной в р. Амур в поверхностном слое льда у правого берега (0,13 мкг/л), может быть обусловлено её трансграничным поступлением со стоком р. Сунгари с прибрежных территорий Китая с развитым рисоводством. Ледостав в низовье р. Сунгари наступает позднее, чем в р. Амур, поэтому влияние поверхностного стока может продолжаться даже при формировании верхних слоёв амурского льда.

В ледостав 2012/13 г. концентрации ртути в р. Амур снизились, но в Пемзенской протоке они сохранялись на высоком уровне. Отметим, что в послепаводковый период 2013/14 г. установлены минимальные концентрации ртути (0,02 мкг/л), которые были сопоставимы во всех трёх пунктах отбора проб льда. Несмотря на низкие концентрации ртути во льдах, обнаружены устойчивые к этому элементу криомикробоценозы.

Микробные сообщества во льдах. При разработке научных основ прогнозирования и рекомендаций по улучшению качества природных вод в зимний сезон для нормирования сбрасываемых сточных вод в период ледостава во внимание принимают главным образом физико-химические факторы формирования состава льда как физического тела. Традиционно представление, что льды намного чище подлёдной воды [34]. Однако многие представления о криогенных процессах существенно изменяются при использовании микробиологических методов исследования речного льда.

Впервые биоиндикационная роль микробных комплексов, присутствующих во льдах (криомикробоценозы), показана при оценке трансграничного загрязнения р. Амур в период ледостава 2000/01 г. [28]. Были выявлены ярко

выраженные ответные реакции микробных сообшеств льда на комплексное воздействие различных факторов: биогенных (развитие водорослей) и абиогенных (присутствие токсичных микропримесей органических веществ и тяжёлых металлов). Высокая численность культивируемых гетеротрофных бактерий отмечена во льдах в зоне влияния стока р. Сунгари, где были сосредоточены различные загрязняющие вещества. Согласно проведённым исследованиям в марте 2014 г., максимальная численность гетеротрофных бактерий была обнаружена в керне льда № 5 в слое 70-117 см, где присутствовали частицы детрита (табл. 2). Высокая численность гетеротрофных бактерий во льдах – одна из важных предпосылок формирования во льдах условий для метилирования ртути специализированными группами бактерий. В этом же слое льда установлена максимальная численность сульфатредуцирующих бактерий и фенолрезистентных бактерий. О высоком содержании гуминоподобных веществ в этом слоя льда свидетельствует не только бурая окраска расплава, но и спектральные показатели, при 275 нм отражающие содержание ароматических соединений.

В керне льда, отобранном у левого берега, также обнаружен слой льда (61-70 см) с высоким содержанием гетеротрофных и сульфатредуцирующих бактерий. Если судить по характеристике расплавов, и в керне 5, и в керне 13 присутствовали частицы детрита, которые обеспечивали микробные комплексы значительным содержанием органических веществ различного строения. При активизации процессов деструкции ОВ формировались условия для развития сульфатредуцирующих бактерий. Можно предположить, что присутствие фенолрезистентных бактерий и ароматических соединений создавало предпосылки для образования метилированных интермедиатов. Фактически такие микробиологические показатели характерны для придонных слоёв воды на приплотинном участке водохранилищ. Так, микробиологические и спектрофотометрические исследования качества воды в Зейском водохранилище летом 2013 г. показали, что активные биогеохимические процессы трансформации органических веществ происходят на приплотинном участке [33]. Выше плотины, в поверхностной и придонной воде, где происходит основная седиментация

Слой	Π	Гетеротрофные бактерии	Сульфатредуцирующие		
льда, см	Послоиное описание льда	оактерии оактерии			
		колониеооразующие	единицы в 1 мл расплава льда		
	Керн 1 — 80 м от правого берега, глубина 8,8	°м, толщина льда 0,9 м			
0-12	Белый, матовый, немного песка	1500±180	362,7±50		
12-27	Слоёный, рыхлый, неоднородный, тонкая взвесь	13 800±2200	7133,3±1514		
28-57	Прозрачный, с серо-чёрными вкраплениями детрита, песок	15 600±3500	943,3±130		
58-82	Прозрачный, кристаллический	450±40	168±15,6		
	Керн 4 — 280 м от правого берега, глубина (6 м, толщина льда 2 м			
0-20	Слоёный: матовый и прозрачный	1760±650	350±22,4		
100-120	Полупрозрачный, по диагонали слой песка	3000±100	140±12,4		
190-200	Прозрачный, кристаллический, чёрный песок	6600±1400	60±18		
Керн 5 — 357 м от правого берега, глубина 4 м, толщина льда 1,4 м					
0-40	Белый, матовый	480±180	178±19		
41-50	Полупрозрачный, слоёный с вкраплениями детрита	2500 ± 300	1033,3±152,7		
52-69	Серый, с вкраплениями детрита	3200±200	2600±754,9		
70-117	Бурый, мутный, много детрита, болотный запах	68 600±1400	25070 ± 4000		
118-139	Прозрачный, монолитный, немного песка	7200±700	338,7±37,8		
	Керн 13 — 20 м от левого берега, глубина 0,5.	м, толщина льда 1,32 м	1		
0-30	Прозрачный, кристаллический	17 600±4600	298,7±37,8		
31-45	Неоднородный, из прозрачных и матовых слоёв	10 900±600	309,7±76,6		
46-60	Прозрачный, с мелкими бурыми включениями	19 500±2300	564±61,6		
61-70	Полупрозрачный, частицы детрита, песок и мелкий гравий	38 000±1700	1167,6±65		
71-120	Прозрачный, кристаллический	35 500±4700	782,7±83,9		
121-132	Прозрачный, немного песка	8600±730	246,7±41,6		

Таблица 2. Основные физические и микробиологические характеристики кернов льда, отобранных в марте 2014 г. в р. Амур*

*Жирным шрифтом выделены максимальные значения численности гетеротрофных и сульфатредуцирующих бактерий.

взвешенных веществ, зарегистрировано высокое содержание растворённых OB. Максимальной устойчивостью к загрязнению ионами ртути отличались сульфатредуцирующие бактерии из придонных слоёв воды перед плотиной. Здесь активность сульфатредукторов при концентрации Hg = 0,0005 мг/л увеличивалась в 1,8 раза по сравнению с контролем.

Ранее повышенная резистентность микробных комплексов контактной зоны вода—лёд к ионам ртути и свинца отмечена на створе с. Ленинское, ближе к правому китайскому берегу (ниже устья р. Сунгари). Сравнительный анализ чувствительности отдельных штаммов к ионам тяжёлых металлов показал, что гетеротрофные бактерии, выделенные изо льда в районе с. Ленинское, выдерживали достаточно высокие концентрации солей ртути, свинца и кадмия (до 0,1 г/л). Рост микроорганизмов, выделенных на контрольном створе выше устья р. Сунгари, ингибировали более низкие концентрации этих металлов (0,001 г/л.) [28].

Устойчивость сульфатредуцирующих бактерий к ртути. В 2014 г. были проведены исследования устойчивости к ртути у сульфатредуцирующих бактерий – потенциальных участников метилирования ртути. Для определения устойчивости этих бактерий к ртути in vitro использовали только те слои льда, в которых было зарегистрировано высокое содержание растворённых органических веществ. Исходили из известного положения, что растворённые органические вещества связаны с процессом микробиологической трансформации ртути, а риски повышенного содержания метилртути в рыбе и беспозвоночных положительно коррелируют с растворённым органическим веществом. В эксперименте использованы две концентрации ртути: 0,0005 и 0,001 мг/л. Установлено, что максимальную устойчивость к ртути при концент-



Рис. 3. Влияние ртути на рост сульфатредуцирующих бактерий в разных слоях льда Амурской протоки (a), Пемзенской протоки (δ), р. Амур (β):

1-лактат; 2 – лактат + 0,0005 мг/л Hg²+; 3 – лактат + 0,001 мг/л Hg²+

Fig. 3. Mercury effects on the growth of sulfate-reducing bacteria from different layers of ice in the Amurskaya channel (*a*), Pemzenskaya channel (δ), in the Amur River (ϵ): *1* – lactate; *2* – lactate + 0,0005 mg/l Hg²⁺; *3* – lactate + 0,001 mg/l Hg²⁺

рации 0,001 мг/л проявляли сульфатредуцирующие бактерии из поверхностного слоя льда 0–10 см в керне, отобранном у правого берега Амурской протоки (рис. 3, *a*). Качество воды в Амурской протоке во многом определяется ус-

ловиями формирования стока р. Уссури, в которой неоднократно фиксировали повышенное содержание ртути в воде именно у правого берега. При этом была отмечена не только устойчивость к ртути, но и некоторое стимулирование роста по сравнению с контролем. Подобная закономерность была отмечена ранее при исследовании устойчивости к ионам тяжёлых металлов бентосных микробных сообществ [25].

Криомикробоценозы из Пемзенской протоки проявляли меньшую устойчивость к ртутному загрязнению (см. рис. 3, б). Рост сульфатредуцирующих бактерий из слоя льда 60-80 см (середина протоки) ингибировали обе концентрации ртути, хотя рост был более активным по сравнению с сообществами, присутствующими в кернах льда, отобранных у левого и правого берегов. Однако при концентрации ртути 0,0005 мг/л также было зарегистрировано стимулирование роста этих бактерий из слоя льда 0-35 см в керне, отобранном у левого берега. В отличие от криомикробоценозов из проток, сульфатредуцирующие бактерии из р. Амур оказались более адаптированными к выбранному диапазону концентраций ртути 0,0005-0,001 мг/л. Высокая активность зарегистрирована в слое льда 70-117 см в керне, отобранном в 357 м от правого берега в районе г. Хабаровск (см. рис. 3, в). Как было показано ранее, в этом слое льда установлены максимальные численности гетеротрофных бактерий, активных деструкторов органических веществ и сульфатредуцирующих бактерий, использующих их низкомолекулярные метаболиты. Поэтому здесь формировались все условия для метилирования ртути. Аналогичная устойчивость к ртути характерна для сульфатредуцирующих бактерий из слоя льда 12-27 см в керне, отобранном в 80 м от правого берега.

Заключение

Полученные экспериментальные данные показали, что ртуть не только не ингибировала, а стимулировала рост сульфатредуцирующих бактерий на лактате. В значительной степени этот эффект характерен для льда, отобранного в районе Хабаровского водного узла, где неоднократно регистрировали загрязнение ртутью водной среды. Прежде всего, это – Амурская протока, загрязнение которой во многом определяется стоком р. Уссури, и правобережная часть основного русла р. Амур, подвергающаяся влиянию стока р. Сунгари. Обнаруженная устойчивость сульфатредуцирующих бактерий к ртути в районе Хабаровского водного узла может быть связана с их непосредственным участием в образовании метилртути во льдах. К важным факторам, обеспечивающим процесс метилирования ртути во льдах, относится присутствие органических веществ. Последние определяют функционирование гетеротрофных микроорганизмов, которые отвечают за образование продуктов биотрансформации, содержащих метильные радикалы, и

Литература

- Моисеенко Т.И. Ртуть в гидросфере // Ртуть в биосфере: эколого-геохимические аспекты. Материалы Междунар. симпозиума (Москва, 7–9 сентября 2010 г.). М.: изд. ГЕОХИ РАН, 2010. С. 19–24.
- 2. *Сухенко С.А.* О возможности метилирования и биоаккумуляции ртути в водохранилище проектируемой Катунской ГЭС // Водные ресурсы. 1995. Т. 22. № 1. С. 78–84.
- Frohne T., Rinklebe J., Langer U., Du Laing G., Mothes S., Wennrich R. Biogeochemical factors affecting mercury methylation rate in two contaminated floodplain soils // Biogeosciences. 2012. V. 9. P. 493– 507. doi: 10.5194/bg-9-493-2012.
- Eckley C.S., Hintelmann H. Determination of mercury methylation potentials in the water column of lakes across Canada // Science Total Environmental. 2006. V. 368. P. 111–125. doi: 10.1016/j.scitotenv.2005.09.042.
- Li P., Feng X., Qiu G. Methylmercury exposure and health effects from rice and fish consumption: A review // Intern. Journ. of Environmental Research and Public Health. 2010. V. 7. P. 2666–2691. doi: 10.3390/ ijerph7062666.
- Skyllberg U., Qian J., Frech W., Xia K., Bleam W.F. Distribution of mercury, methyl mercury and organic sulphur species in soil, soil solution and stream of a boreal forest catchment // Biogeochemistry. 2003. V. 64. P. 53–76.
- Steffen A., Douglas T., Amyot M., Narayan J., Fuentes J.D. A synthesis of atmospheric mercury depletion event chemistry in the atmosphere and snow // Atmospheric Chemistry and Physics. 2008. V. 8. P. 1445– 1482. doi: org/10.5194/acp-8-1445-2008.
- 8. Constant P., Poissant L., Villemur R., Yumvihoze E., Lean D. Fate of inorganic mercury and methyl mercury within the snow cover in the low arctic tundra on the

устойчивость к ртути сульфатредуцирующих бактерий — непосредственных участников метилирования ртути. Существующие на среднем Амуре Зейское и Бурейское водохранилища могут выступать в качестве поставщиков комплексных соединений ртути. Риск появления новых источников ртутного загрязнения связан с возобновлением работ на россыпных месторождениях золота на территории Монголии и заполнением ложа нового Нижнебурейского водохранилища. Пространственно-временные риски необходимо учитывать при поступлении метилртути в прибрежные акватории Дальневосточных морей во время весеннего ледохода.

References

- 1. *Moiseenko T.I.* Mercury in the hydrosphere. *Rtut' v bios-fere*. Mercury in the biosphere: ecogeochemical aspects. Novosibirsk: Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 2010: 19–24. [In Russian].
- 2. *Suchenko S.A.* The possibility of mercury methylation and bioaccumulation in the reservoir of the projected Katun hydro power. *Vodnye resursy.* Water Resources. 1995, 22 (1): 78–84. [In Russian].
- Frohne T., Rinklebe J., Langer U., Du Laing G., Mothes S., Wennrich R. Biogeochemical factors affecting mercury methylation rate in two contaminated floodplain soils. Biogeosciences, 2012, 9: 493–507. doi: 10.5194/bg-9-493-2012.
- 4. *Eckley C.S., Hintelmann H.* Determination of mercury methylation potentials in the water column of lakes across Canada. Science Total Environmental. 2006, 368: 111–125. doi: 10.1016/j.scitotenv.2005.09.042.
- Li P, Feng X., Qiu G. Methylmercury exposure and health effects from rice and fish consumption: A review. Intern. Journ. of Environmental Research and Public Health. 2010, 7: 2666–2691. doi: 10.3390/ijerph7062666.
- 6. *Skyllberg U., Qian J., Frech W., Xia K., Bleam W.F.* Distribution of mercury, methyl mercury and organic sulphur species in soil, soil solution and stream of a boreal forest catchment. Biogeochemistry. 2003, 64: 53–76.
- Steffen A., Douglas T., Amyot M., Narayan J., Fuentes J.D. A synthesis of atmospheric mercury depletion event chemistry in the atmosphere and snow. Atmospheric Chemistry and Physics. 2008, 8: 1445–1482. doi.: org/10.5194/acp-8-1445-2008.
- Constant P., Poissant L., Villemur R., Yumvihoze E., Lean D. Fate of inorganic mercury and methyl mercury within the snow cover in the low arctic tundra on the shore of Hudson Bay (Que 'bec, Canada). Journ. of Geophys. Research: Atmospheres. 2007, 112 (8): 1–10. doi: 10.1029/2006JD007961.

shore of Hudson Bay (Que'bec, Canada) // Journ. of Geophys. Research: Atmospheres. 2007. V. 112. \mathbb{N}_{2} 8. P. 1–10. doi: 10.1029/2006JD007961.

- Durnford D., Dastoor A. The behavior of mercury in the cryosphere: A review of what we know from observations // Journ. of Geophys. Research: Oceans. 2011. V. 116. P. 1–30. doi: 10.1029/2010JD014809.
- Kerin E.J., Gilmour C.C., Roden E., Suzuki M.T., Coates J.D., Mason R.P. Mercury methylation by dissimilatory iron-reducing bacteria // Applied and Environmental Microbiology. 2006. V. 72. P. 7919–7921. doi: 10.1128/AEM.01602-06.
- Feyte S., Tessier A., Gobeil C., Cossa D. In situ adsorption of mercury, methylmercury and other elements by iron oxyhydroxides and organic matter in lake sediments // Applied Geochemistry. 2010. V. 25. P. 984–995. doi: 10.1016/j.apgeochem.2010.04.005.
- Ермаков В.В. Биогенная миграция и детоксикация ртути // Ртуть в биосфере: эколого-геохимические аспекты. Материалы Междунар. симпозиума (Москва, 7–9 сентября 2010 г.). М.: изд. ГЕОХИ РАН, 2010. С. 5–14.
- Соколова Е.А. Влияние температуры на развитие сульфатредуцирующих бактерий в экспериментальных и полевых условиях в зимний период // Сибирский экологический журнал. 2010. Т. 6. С. 865–869.
- Roh Y., Gao H., Vali H., Kennedy D.W., Yang Z.K., Gao W., Dohnalkova A.C., Stapleton R.D., Moon J.-W., Phelps T.J., Fredrickson J.K., Zhou J. Metal reduction and iron biomineralization by a Psychrotolerant Fe(III)-Reducing Bacterium, Shewanella sp. Strain PV-4 // Applied and Environmental Microbiology. 2006. V. 72 № 5. P. 3236–3244. doi: 10.1128/ AEM.72.5.3236-3244.2006.
- Podar M., Gilmour C.C., Brandt C.C., Soren A., Brown S.D., Crable B.R., Palumbo A.V., Somenahally A.C., Elias D.A. Global prevalence and distribution of genes and microorganisms involved in mercury methylation // Science Advances. 2015. V. 1. № 9. P. 1–12. doi: 10.1126/sciadv.1500675.
- 16. Acha D., Pabo C.A., Hintelmann H. Mercury methylation and hydrogen sulfide production among unexpected strains isolated from periphyton of two macrophytes of the Amazon // FEMS Microbiology Ecology. 2012. V. 80. № 3. P. 637–645. doi: 10.1111/j.1574-6941.2012.01333.x.
- Gilmour C.C., Podar M., Bullock A.L., Graham A.M., Brown S.D., Somenahally A.C., Johs A., Hurt Jr.R.A., Bailey K.L., Elias D.A. Mercury methylation by novel microorganisms from new environments // Environmental Science and Technology. 2013. V. 47. № 20. P. 11810–11820. doi: 10.1021/es403075t.
- 18. Beattie S.A., Armstrong D., Chaulk A., Comte J., Gosselin M., Wang F. Total and methylated mercury in Arctic

- Durnford D., Dastoor A. The behavior of mercury in the cryosphere: A review of what we know from observations. Journ. of Geophys. Research: Oceans. 2011, 116: 1–30. doi: 10.1029/2010JD014809.
- Kerin E.J., Gilmour C.C., Roden E., Suzuki M.T., Coates J.D., Mason R.P. Mercury methylation by dissimilatory iron-reducing bacteria. Applied and Environmental Microbiology. 2006, 72: 7919–7921. doi: 10.1128/AEM.01602-06.
- Feyte S., Tessier A., Gobeil C., Cossa D. In situ adsorption of mercury, methylmercury and other elements by iron oxyhydroxides and organic matter in lake sediments. Applied Geochemistry. 2010, 25: 984–995, doi: 10.1016/j.apgeochem.2010.04.005.
- Ermakov V.V. Biogenic migration and detoxicity of mercury. *Rtut' v biosfere*. Mercury in the biosphere: ecogeochemical aspects. Moscow: Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry of Russian Academy of Sciences, 2010: 5–14. [In Russian].
- 13. Sokolova E.A. Influence of temperature on development of sulfate-reducing bacteria in the laboratory and field in winter. Sibirskiy ecologicheskiy zhurnal. Siberian Ecological Journal. 2010, 6: 865–869. [In Russian].
- Roh Y., Gao H., Vali H., Kennedy D.W., Yang Z.K., Gao W., Dohnalkova A.C., Stapleton R.D., Moon J.-W., Phelps T.J., Fredrickson J.K., Zhou J. Metal reduction and iron biomineralization by a psychrotolerant Fe(III)-Reducing bacterium, Shewanella sp. Strain PV-4. Applied and Environmental Microbiology. 2006, 72 (5): 3236–3244. doi: 10.1128/AEM.72.5.3236-3244.2006.
- Podar M., Gilmour C.C., Brandt C.C., Soren A., Brown S.D., Crable B.R., Palumbo A.V., Somenahally A.C, Elias D.A. Global prevalence and distribution of genes and microorganisms involved in mercury methylation. Science Advances. 2015, 1 (9): 1–12. doi: 10.1126/sciadv.1500675. doi:10.1126/sciadv.1500675.
- 16. Acha D., Pabo C.A., Hintelmann H. Mercury methylation and hydrogen sulfide production among unexpected strains isolated from periphyton of two macrophytes of the Amazon. FEMS Microbiology Ecology. 2012, 80 (3): 637–645. doi: 10.1111/j.1574-6941.2012.01333.x.
- Gilmour C.C., Podar M., Bullock A.L., Graham A.M., Brown S.D., Somenahally A.C., Johs A., Hurt Jr.R.A., Bailey K.L., Elias D.A. Mercury methylation by novel microorganisms from new environments. Environmental Science and Technology. 2013, 47 (20): 11810– 11820. doi: 10.1021/es403075t.
- Beattie S.A., Armstrong D., Chaulk A., Comte J., Gosselin M., Wang F. Total and methylated mercury in Arctic multiyear sea ice. Environmental Science and Technology. 2014, 48 (10): 5575–5582. doi: 10.1021/ es5008033.

multiyear sea ice // Environmental Science and Technology. 2014. V. 48. № 10. P. 5575–5582. doi: 10.1021/ es5008033.

- Barkay T., Poulain A.J. Mercury (micro)biogeochemistry in polar environments // FEMS Microbiology Ecology. 2007. V. 59. P. 232–241. doi: 10.1111/j.1574-6941.2006.00246.x.
- 20. Loseto L.L., Lean D.R., Siciliano S.D. Snowmelt sources of methylmercury to high Arctic ecosystems // Environmental Science and Technology. 2004. V. 38. № 11. P. 3004–3010. doi.: 10.1021/es035146n.
- 21. *Московченко Д.В., Бабушкин А.Г.* Особенности формирования химического состава снеговых вод на территории Ханты-Мансийского автономно-го округа // Криосфера Земли. 2012. Т. XVI. № 1. С. 71–81.
- 22. Moller A.K., Barkay T., Al-Soud W.A., Sørensen S.J., Kroer H.S.N. Diversity and characterization of mercury-resistant bacteria in snow, fresh water and seaice brine from the High Arctic // FEMS Microbiology Ecology. 2011. V. 75. № 3. P. 390–401. doi: 10.1111/j.1574-6941.2010.01016.x.
- Rivkina E.M., Friedmann E.I., McKay C.P., Gilichinsky D.A. Metabolic activity of permafrost bacteria below the freezing point // Applied and Environmental Microbiology. 2000. V. 66. P. 3230–3233. doi: 10.1128/AEM.66.8.3230-3233.2000.
- 24. Кот Ф.С. Тяжелые металлы в донных отложениях Среднего и Нижнего Амура // Биогеохимические и экологические оценки техногенных экосистем бассейна реки Амур. Владивосток: Дальнаука, 1994. С. 123–135.
- 25. Кондратьева Л.М., Андреева Д.В., Голубева Е.М. Влияние крупных притоков на биогеохимические процессы в реке Амур // География и прир. ресурсы. 2013. № 2. С. 36–46.
- 26. Jiang G.-B., Shi J.-B., Feng X.-B. Mercury pollution in China: An overview of the past and current sources of the toxic metal // Environmental Science and Technology. 2006. V. 40. № 12. P. 3673–3678. doi: 10.1021/es062707c.
- 27. Zhang Z.S., Sun X.J., Wang Q.C., Zheng D.M., Zheng N., Lu X.G. Recovery from Mercury Contamination in the Second Songhua River, China // Water, Air and Soil Pollution. 2010. V. 211. P. 219–229. doi: 10.1007/s11270-009-0294-3.
- 28. Кондратьева Л.М. Геоэкологические исследования речного льда // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2010. № 6. С. 511–520.
- 29. Kondratyeva L.M, Zhukov A.G. Spatio-temporal effects of Amur River ice pollution with organic substances // Proc. of the 3rd Intern. Meeting of Amur-Okhotsk Consortium-2013 in collaboration with the Conference on «Sustainable Nature Management

- 19. Barkay T., Poulain A.J. Mercury (micro)biogeochemistry in polar environments. FEMS Microbiology Ecology. 2007, 59: 232–241. doi: 10.1111/j.1574-6941.2006.00246.x.
- 20. *Loseto L.L., Lean D.R., Siciliano S.D.* Snowmelt sources of methylmercury to High Arctic ecosystems. Environmental Science and Technology. 2004, 38 (11): 3004–3010. doi.: 10.1021/es035146n.
- Moskvichenko D.V., Babushkin A.G. Peculiarities on formation of chemical composition of snow waters (on example of Khanty-Mansi autonomous district). *Kriosfera Zemli*. Earth Cryosphere. 2012, XVI (1): 71–81 [In Russian].
- 22. Moller A.K., Barkay T., Al-Soud W.A., Sørensen S.J., Kroer H.S.N. Diversity and characterization of mercury-resistant bacteria in snow, fresh water and seaice brine from the High Arctic. FEMS Microbiology Ecology. 2011, 75 (3): 390–401. doi: 10.1111/j.1574-6941.2010.01016.x.
- 23. Rivkina E.M., Friedmann E.I., McKay C.P., Gilichinsky D.A. Metabolic activity of permafrost bacteria below the freezing point. Applied and Environmental Microbiology. 2000, 66: 3230–3233. doi: 10.1128/ AEM.66.8.3230-3233.2000.
- 24. *Kot F.* Heavy metals in the bottom sediments of Middle and Lower Amur River. *Biokhimicheskie i ekologocheskie otsenki technogennykh ekosistem basseyna reki Amur.* Biogeochemical and ecological estimates of anthropogenic ecosystems in the Amur River basin. Vladivostok: Dal'nauka, 1994: 123–135. [In Russian].
- 25. Kondratyeva L.M. Andreeva D.V., Golubeva E.M. Influence of large tributaries on biogeochemical processes in the Amur River. *Geografija i prirodnye resursy*. Geography and Natural Resources. 2013, 2: 36–46 [In Russian].
- 26. *Jiang G.-B., Shi J.-B., Feng X.-B.* Mercury pollution in China: An overview of the past and current sources of the toxic metal. Environmental Science and Technology. 2006, 40 (12): 3673–3678. doi: 10.1021/ es062707c.
- Zhang Z.S., Sun X.J., Wang Q.C., Zheng D.M., Zheng N., Lu X.G. Recovery from Mercury contamination in the Second Songhua River, China. Water, Air and Soil Pollution. 2010, 211: 219–229. doi: 10.1007/ s11270-009-0294-3.
- Kondratyeva L.M. Geoecological studies of river ice. Geoekologiya. Inzhenernaya geologiya, gidrogeologiya, geokriologiya. Geoecology. Engineering Geology. Hydrogeology. Geocryology. 2010, 6: 511–520. [In Russian].
- 29. *Kondratyeva L.M, Zhukov A.G.* Spatio-temporal effects of Amur River ice pollution with organic substances. Proc. of the 3rd Intern. Meeting of Amur-Okhotsk Consortium-2013 in collaboration with the Conf. on «Sustainable Nature Management in Coastal Areas». 2014: 45–48. http://amurokhotsk.com/.

in Coastal Areas». 2014. P. 45–48. http://amur-okhotsk.com/.

- 30. *Thomas O., Burgess C.* UV-visible spectrophotometry of water and wastewater. Elsevier, 2007. 360 p.
- 31. Кондратьева Л.М., Бардюк В.В., Жуков А.Г. Аккумуляция и трансформация токсичных веществ во льдах рек Амур и Сунгари после техногенной аварии в Китае в 2005 г. // Лёд и Снег. 2011. № 4. С. 118–124.
- 32. Кондратьева Л.М., Фишер Н.К. Микробиологические исследования льдов рек Амур и Сунгари // Криосфера Земли. 2012. Т. XVI. № 1. С. 82–93.
- 33. Андреева Д.В., Кондратьева Л.М., Стукова О.Ю. Микробиологические исследования процессов сульфатредукции в Зейском водохранилище // Чтения памяти Владимира Яковлевича Леванидова: Вып. 6. Владивосток: Дальнаука, 2014. С. 32–37.
- 34. Воробьева И.Б., Напрасникова Е.В., Власова М.В. Эколого-геохимические особенности снега, льда и подледной воды южной части озера Байкал // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2009. № 1. С. 54–60.

- 30. *Thomas O., Burgess C.* UV-visible spectrophotometry of water and wastewater. Elsevier, 2007: 360 p.
- 31. *Kondratyeva L.M., Bardyuk L.M., Zhukov A.G.* Accumulation and transformation of toxic substances in the ice of the Amur River and Songhua River after a anthropogenic accident in China in 2005. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2011, 4: 118–124. [In Russian].
- 32. *Kondratyeva L.M., Fisher N.K.* Microbiological research of ice on the Amur and Songhua Rivers. *Kriosfera Zemli*. Earth Cryosphere. 2012, XVI (1): 82–93. [In Russian].
- Andreeva D.V., Kondratyeva L.M., Stukova O.Yu. Microbiological research of sulfate reduction in Zeya Reservoir. *Tstcteniya pamyati Vladimira Yakovlevicha Levanidova*. Vladimir Ya. Levanidov's Biennial Memorial Meetings. V. 6. Vladivostok: Dal'nauka, 2014: 32–37. [In Russian].
- 34. Vorob'eva I.B., Naprasnikova E.V., Vlasova M.V. Ecogeochemical specifics of snow, ice and ice water in the southern part of Lake Baikal. *Geoekologija. Inzhenernaya geologiya. Gidrogeologiya. Geokriologiya.* Geoecology. Engineering geology, hydrogeology, and geocryology. 2009, 1: 54–60. [In Russian].

УДК 551.326.83(556.5+551.4)

doi: 10.15356/2076-6734-2018-1-117-126

Строение и многолетняя динамика ледяного покрова в нижнем течении реки Амур

© 2018 г. А.Н. Махинов*, В.И. Ким, Д.В. Матвеенко

Институт водных и экологических проблем ДВО РАН, Хабаровск, Россия *amakhinov@mail.ru

The structure and long-term dynamics of the ice cover in the lower reach of the Amur River

A.N. Makhinov*, V.I. Kim, D.V. Matveenko

Institute of Water and Ecology Problems, Far Eastern Branch, Russian Academy of Science, Khabarovsk, Russia *amakhinov@mail.ru

Received January 15, 2017 г.

Accepted July 18, 2017

Keywords: Amur, ice cover, ice stratigraphy, terrigenous inclusions, timing of ice phenomena.

Summary

The severity of the climate in the lower reaches of the Amur River, characteristics of the river water regime, dynamics of the channel processes together with meteorological factors determine rather specific ice regime of this river. The freeze-up on the river lasts from 152 (Khabarovsk) to 185 (the city of Nikolaevsk-on-Amur) days, and by the end of winter the ice thickness reaches, on the average, 1.0-1.2 m. Three main types of the ice thickness structure are recognized according to conditions of the ice formation. The first type is much hummocky ice, consisting of the ice fragments frozen together over the entire thickness after the end of the autumn ice drift. It is widespread in channels of the largest branches of the river and is characterized by a thickness up to 2.2 m and the great quantities of terrigenous inclusions – up to 1.064 g/dm³. The second type is weakly hummocky ice comprising two layers. The upper part consists of fragments with inclusions of terrigenous particles, while the bottom one – of the homogeneous transparent ice thickness frozen during the winter. The third type is the pure homogeneous ice formed during the winter in small branches of the river. Its thickness is about 0.9-1.1 m, and the average content of terrigenous material is about 0.046 g/dm³. When compared with the climate situation of 1930–1990, the global climate warming of 1991–2013 resulted in a shift in dates of the main spring and autumn ice phenomena by 2-3 days, while the duration of the stable ice cover reduced by 3-4 days.

Citation: Makhinov A.N., Kim V.I., Matveenko D.V. The structure and long-term dynamics of the ice cover in the lower reach of the Amur River. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2018. 58 (1): 117–126. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2018-1-117-126

Поступила 15 января 2017 г.

Принята к печати 18 июля 2017 г.

Ключевые слова: Амур, ледяной покров, сроки ледовых явлений, стратиграфия льда, терригенные включения.

Рассматривается строение ледяного покрова на участках разветвлённого русла в пределах нижнего течения р. Амур. Определено среднее содержание терригенного материала, включённого в лёд (от 1,064 г/дм³ для сильно торосистых льдов в больших речных рукавах до 0,046 г/дм³ в небольших второстепенных протоках). В 1991–2013 гг. по сравнению с 1930–1990 гг. начало осенних ледовых явлений в нижнем течении реки сместилось на 1–2 дня на более поздние сроки, весеннего ледохода – на 2–3 дня раньше, а продолжительность ледостава сократилась на 3–4 дня.

Введение

Специальных исследований ледяного покрова р. Амур до недавнего времени не проводили. Есть лишь отдельные разрозненные сведения о толщине льда и условиях образования зажоров в низовьях реки, полученные в середине XX в. [1]. В настоящее время на постах Гидрометеослужбы ведутся наблюдения за толщиной льда и сроками наступления и окончания основных ледовых явлений. В последние годы исследованиями Института водных и экологических проблем ДВО РАН (г. Хабаровск) установлено, что ледяной покров р. Амур характеризуется значительной неоднородностью строения ввиду различных гидродинамических условий в разных рукавах разветвлённого русла, интенсивной динамики русловых процессов и больших скоростей течения на отдельных участках реки во время осеннего ледохода [2]. Установлена роль ледовых явлений в формировании берегов, в том числе в результате зимнего подлёдного размыва [3]. Влияние переноса льда на формирование аллювиальных отложений ранее отмечал А.П. Нечаев [4]. Для Амура характерна также изменчивость многолетнего ледового режима, обусловленная неодинаковой суровостью зим в разные годы и глобальными изменениями климата [5]. В условиях слабой освоенности территории Приамурья ежегодно на реках оборудуются ледовые переправы. Вне их местное население использует замёрзшие русла рек в качестве дорог, что ежегодно приводит к трагическим последствиям. Осенью 2015 г. в Ульчском районе Хабаровского края под лёд провалился снегоход с четырьмя пассажирами, а в феврале 2016 г. в полынье, в районе села Екатерино-Никольское (Еврейская автономная область) утонул ребёнок.

Данные о строении ледяного покрова р. Амур необходимы не только для решения прикладных задач, но и для выявления условий формирования зажоров и заторов, степени воздействия льда на берега, а также для оценки количества включений терригенного вещества в толщу льда на различных участках речного русла. Во время весеннего ледохода Амур выносит в Амурский лиман и Охотское море большое количество включённого в лёд материала, объём которого может быть оценён только непосредственными измерениями его содержания в ледовой толще.

Методика работ

Строение льда исследовалось в нижнем течении Амура на участках разветвлённого русла, характеризующегося наличием рукавов разных размеров. Непосредственно на реке наблюдения проводились в 2008-2017 гг. при максимальной толщине льда (февраль-март). В створе работ определялись характер торосистости льда и протяжённость участков с разными его разновидностями в поперечном створе русла. Измерялись средняя и максимальная высота торосов. Наиболее детальные исследования вели в районе г. Хабаровск, где Амур имеет многорукавное русло (рис. 1). Для проведения работ выбирали прямолинейные или слабоизвилистые участки реки. Основное русло Амура выше Хабаровска имеет ширину 2,2 км, оно слабоизвилистое, с максимальной глубиной вдоль правого берега. Вдоль левого берега на большом пространстве лёд небольшой толщины лежит на грунте. Пемзенская протока шириной 400 м характеризуется прямолинейным руслом с равномерным распределением глубин по ширине. Эта протока интенсивно развивается, расширяет русло и увеличивает глубины. Амурская протока шириной 500 м относится к отмирающим рукавам, постепенно мелеющим в результате прогрессирующего уменьшения стока воды. Наблюдения за строением льда проводились также на ряде участков р. Амур выше г. Хабаровск на расстоянии до 400 км и ниже города — на расстоянии 300 км.

С помощью механического бура поперёк русла бурили скважины через каждые 50 м при ширине до 400 м и через 100 м при более широком русле. Из каждой скважины получали керн диаметром 15 см и после его осмотра делали его послойное описание. Определялись цвет, прозрачность льда, наличие и характер включений. Для количественной оценки содержания терригенного материала ледяной керн послойно распиливали на части через 10-20 см с учётом характера включений. Из каждого керна отбирали 9-12 проб, которые растапливали в стеклянной ёмкости. После фильтрования измеряли объём полученной воды. Фильтр высушивали при температуре 105 °С до постоянной массы, после чего взвешивали для определения массы включённого в лёд вещества. Всего проанализировано более 250 проб из 25 кернов.

Для анализа многолетних характеристик ледовых явлений р. Амур использовали общедоступные данные наблюдений на постах Дальневосточного управления гидрометеорологической службы (Дальневосточное УГМС), расположенных у городов Хабаровск, Комсомольск-на-Амуре и Николаевск-на-Амуре. Эти посты имеют продолжительные ряды наблюдений (с 1930, 1932 и 1927 гг. соответственно) и характеризуют всё нижнее течение р. Амур.

Строение льда

Несмотря на южное положение р. Амур (48– 53° с.ш.), соответствующее широте Волги между Самарой и Волгоградом, низкие зимние температура воздуха обусловливают продолжительный период ледостава и большую толщину льда. Средняя продолжительность ледостава на Амуре по данным Дальневосточного УГМС увеличивается вниз по течению от Хабаровска до



Рис. 1. Районы исследований:

1 – створы детального изучения ледяной толщи по поперечному профилю русла (І – основное русло, ІІ – Пемзенская протока, ІІІ – Амурская протока); 2 – участки отдельных наблюдений ледяного покрова; 3 – полыньи и участки тонкого льда

Fig. 1. The area of exploration:

 $1 - \text{cross sections of detailed ice exploration along the transverse course profile (I - the main course, II - Pemzenskaya channel, III - Amurskaya channel); <math>2 - \text{sections of separate ice observation}; 3 - \text{ice-holes and sections of light ice}$

Николаевска-на-Амуре на 33 дня [6]. В небольших второстепенных рукавах ледяной покров за счёт малых глубин и медленных скоростей течения воды обычно устанавливается на несколько дней раньше, а разрушается на несколько дней позже по сравнению с основным руслом. Толщина льда изменяется по ширине реки, поэтому для её характеристики использовалась величина, которая определялась как среднее значение по данным измерений 8—10 ледовых скважин в поперечном створе реки.

Согласно нашим измерениям, толщина льда к концу зимы в районе Хабаровска в период 2006—2016 гг. составляла 1,06 м, а в суровые зимы 2012—2013 гг. достигала 1,4 м. Вместе с тем на отдельных участках реки имеются незамерзающие в течение всей зимы полыньи. Крупные полыньи существуют несколько десятков



Рис. 2. Ледяной покров р. Амур:

a — сильно торосистый лёд в главном русле вблизи г. Хабаровск; *б* — ровный лёд в Амурской протоке у с. Осиновая Речка; керны льда: *в* — торосистый загрязнённый; *г* — однородный прозрачный

Fig. 2. Ice cover of the Amur River:

a – strongly hummocked ice in the mainstream near Khabarovsk; δ – flat ice in the Amurskaya channel near the Osinovaya Rechka village; ice cores: e – hummocked, dirty ice; e – flat transparent

лет, однако часть из них образуется периодически — один раз в 3—7 лет, а в остальные годы на их месте формируются участки тонкого льда. На некоторых участках реки отмечаются миграции полыней в зависимости от динамики русла, обусловливающей смещение глубоких плёсов с большими скоростями течения.

Строение ледяного покрова р. Амур характеризуется существенной неоднородностью в поперечном сечении, особенно в пределах основного русла [2]. Выделяются несколько хорошо выраженных зон с отчётливыми границами. Зона с самым торосистым льдом протягивается вдоль стрежня потока и имеет ширину 80–100 м. Поскольку ледоход в этой части русла проходит непосредственно перед ледоставом, плывущие обломки льдин в узком потоке создают протяжённые высокие гряды, выступающие над поверхностью на высоту до 1,5 м (рис. 2, *a*). Нижняя кромка льда также очень неровная, поэтому разброс крайних значений толщины льда в пределах этой зоны характеризуется максимальными величинами. С обеих сторон этой зоны расположены намного более широкие зоны слабо торосистого льда. Ширина их зависит от морфологических характеристик русла. На прямолинейных участках они симметричны и имеют ширину до 200 м с обеих сторон. На излучинах вдоль вогнутого берега ширина их намного меньше, чем на противоположном выпуклом берегу.

Ледяной покров в небольших по размерам рукавах (Амурская и Орловская протоки) имеет гладкую однородную поверхность или слабо всторошен в основном горизонтально залегающими небольшими обломками льда (см. рис. 2, б). В результате повышенной толщины снежного покрова толщина льда в таких рукавах обычно несколько меньше по сравнению с основным руслом или соизмеримых с ним крупных рукавах. Стратиграфия ледяной толщи существенно зависит от условий формирования ледяного покрова. Сильно торосистый лёд распространён преимущественно в основном русле Амура и самых крупных рукавах реки, особенно на участках сужения русла и крутых излучинах. Толщина льда достигает здесь 2,2 м и остаётся постоянной в течение всей зимы. Торосистый лёд полностью состоит из хаотически расположенных смёрзшихся обломков льда разного размера. Вся толща сохраняется зимой в том виде, в котором она образовалась в период осеннего ледохода. Новые слои льда снизу в течение зимы не нарастают. Лёд полупрозрачный, с включениями мелких пузырьков воздуха и имеет слоистость, подчёркнутую тёмными прослоями включений терригенного и органического материала (см. рис. 2, в).

В зоне распространения слабо торосистого льда толща имеет двучленное строение. Верхняя её часть также состоит из смёрзшихся обломков, сформировавшихся при осеннем ледоходе. Нижняя часть толщи представляет собой намёрзший за счёт нарастания снизу в течение зимы прозрачный стекловидный лёд. Толщина льда на таких участках мало изменчива в поперечном профиле русла и составляет в среднем 1,1-1,2 м. Отчётливо проявляется следующая закономерность: чем толще верхний торосистый слой, тем меньше толщина прозрачного нижнего слоя, намёрзшего за зимний период. На участках с незначительной торосистостью льда формируется однородный по всему профилю прозрачный стекловидный лёд толщиной до 1 м под снежной толщей 15-25 см и до 1,2 м при отсутствии снега (см. рис. 2, г). Аналогичный по строению лёд образуется при замерзании полыней на участках торосистого льда. Толщина его различна и зависит от продолжительности существования ледяной поверхности. Такие участки достаточно широко распространены в вершинах излучин с большими скоростями течения воды и представляют собой большую опасность.

Скорость нарастания льда на участках со слабой торосистостью приведена в табл. 1. Наи-

Таблица 1. Динамика изменения толщины льда во время
ледостава в нижнем течении р. Амур (по данным наблю-
дений 2015–2016 гг. на постах Дальневосточное УГМС)*

Ноябрь	Декабрь	Январь	Февраль	Март	Апрель	
	Хабаровск					
3,7/32	1,3/73	0,9/99	0,6/115	0,2/117	-0,5/108	
Комсомольск-на-Амуре						
3,5/33	1,5/78	1,1/111	0,5/126	0,1/128	-0,3/122	
Николаевск-на-Амуре						
2,1/33	1,2/70	0,9/96	0,7/115	0,1/117	-0,2/111	

* В числителе — скорость изменения толщины льда, см/сутки; в знаменателе — толщина льда, см.

большие её значения характерны для ноября, однако по мере увеличения толщины льда постепенно скорость нарастания падает. В марте лёд прирастает со средней скоростью 0,1-0,2 см в сутки, а апреле наблюдается уменьшение его толщины. Скорости нарастания льда практически одинаковы на всём протяжении нижнего течения реки. Лишь таяние льда в апреле происходит более быстрыми темпами на южном участке Амура (г. Хабаровск) по сравнению с северным (г. Николаевск-на-Амуре). На отдельных участках реки лёд нарастает сверху за счёт намерзания на его поверхности наледного слоя. Наледный лёд отличается белым цветом и более пористым строением, поскольку обычно он формируется под снежным покровом. Толщина его составляет 5-10 см, но в отдельных случаях достигает 25 см. В среднем и нижнем течении Амура выдавливание воды на поверхность и её замерзание происходят в результате зажорных явлений или при значительном сбросе воды из водохранилищ крупных ГЭС в бассейне Амура. В низовьях реки обширные наледи на ледяной поверхности связаны с воздействием приливов [7].

Ледяной покров р. Амур разбит сетью многочисленных трещин, идущих в разных направлениях. Густота трещин достигает 100—150 м на 100 м² на участках ровного льда в протоках. Вместе с тонкими трещинами нередко встречаются трещины шириной до 2 см, частично заполненные льдом выдавленной подлёдной воды. Вдоль берегов они протягиваются на сотни метров. При залегании льда на грунте трещины достигают в ширину 20 см, проникая на всю его толщину. В зоне торосов установить сеть трещин обычно не удаётся из-за хаотичного нагромождения ледяных обломков разного размера.

Наибольшей густоты сеть трещин достигает к концу февраля – началу марта. Их образование. вероятно, связано с особенностями зимнего водного режима реки. В течение всей зимы происходит постепенное снижение уровня воды и ледяная поверхность снижается, что приводит к её деформации и разрыву сплошности ледовой толщи. При этом вертикальные подвижки отдельных блоков льда не происходят. Некоторую роль в образовании трещин играют колебания уровня воды, обусловленные попусками из водохранилищ. В этом случае вдоль крупных вдольбереговых трещин происходит оседание льда с образованием уступов высотой до 1 м. Иногда вода по таким трещинам выступает на поверхность, образуя слой наледного льда.

Количественная оценка включений в лёд терригенного материала

Характерная особенность льда р. Амур – большое количество включений в него терригенного материала. В прибрежной части русла при продолжающемся в течение зимних месяцев падении уровней воды лёд ложится на дно реки на большой площади. Нередко ширина русла, в пределах которого лёд соприкасается с грунтом, достигает 400 м, а на отдельных участках – более 1000 м [2]. В результате к нижней кромке льда примерзает слой грунта толщиной 1-2 см, который весной во время ледохода переносится льдиной на значительные расстояния. Включения терригенного материала во льду распределены неравномерно как на разных участках русла, так и по разрезу ледяного керна. Наиболее загрязнены торосистые льды. При этом в сильно торосистом льду включения распределены по всей толще, в то время как при слабом торошении терригенный материал приурочен к верхнему слою льда. В последнем случае большую роль в поступлении материала на лёд играют эоловые процессы. В конце зимы при аэровизуальных наблюдениях на ледяной поверхности Амура фиксируются обширные шлейфы песчаного материала, вытянутые по направлению господствующих ветров. В процессе ветрового переноса на лишённую от снега поверхность льда поступают также гравий и мелкая галька.

По характеру строения ледяной толщи в разрезе выделяют три типа льда с соответствующи-



Рис. 3. Основные типы строения ледяной толщи в русле р. Амур:

а – сильно торосистый; б – слабо торосистый; в – слабо торосистый с наледным льдом; г – однородный. 1 – наледный непрозрачный лёд; 2 – торосистый лёд с рассеянными включениями; 3 – слои с повышенным включением терригенного и органического материала; 4 – прозрачный лёд без видимых включений

Fig. 3. The main types of ice structure in the Amur River bed:

a – strongly hummocked ice; δ – slightly hummocked ice; e – slightly hilly with ice; e – smooth ice. 1 – aufeis opaque ice; 2 – hummocky ice with scattered inclusions; 3 – layers with the increased inclusion of terrigenous and organic material; 4 – clear ice without visible inclusions

ми им распределениями включений терригенного материала обычно в виде прослоев тёмного (загрязнённого) льда (рис. 3).

Первый тип льда представлен только смёрзшимися на всю мощность толщи обломками торосистого льда, образовавшимися во время осеннего ледохода. Для него характерна разнонаправленная косая слоистость прослоев с повышенным содержанием включений, обусловленная хаотичным положением отдельных обломков льдин при торошении и последующем их смерзании. Содержание терригенных включений в сильно торосистом льду, по данным измерений в основном русле Амура у г. Хабаровск, составляет около 1,0 г/дм³ (табл. 2). Распределение их в толще весьма неравномерно (рис. 4). Обычно оно изменяется в пределах 1,2-2,0 г/дм³. Однако в отдельных прослоях, встречающихся внутри ледяной толщи, содержание материала достигает 15,69 г/дм³. Эти прослои толщиной 1-2 см образуются в результате захвата обломками льда грунта с мелководий или при

Место отбора проб	Среднее	Максимальное	Минимальное
Сильно торосистый лёд (основное русло Амура)	1,064	2,732	0,416
Слабо торосистый лёд (Пемзенская протока)	0,508	0,980	0,002
Ровный лёд (Амур- ская протока)	0,046	0,096	0,001

Таблица 2. Содержание терригенного материала во льду р. Амур в окрестностях г. Хабаровск, г/дм³

отрыве заберегов, частично лежащих на грунте и принесённых на другой участок реки во время осеннего ледохода. Некоторую роль в переносе и включении в ледяную толщу песка, гравия и мелкой гальки, вероятно, играет донный лёд при его подъёме и примерзании к нижней кромке.

Второй тип льда распространён на слабо торосистых участках с двучленным строением ледяной толщи, что обусловливает резко асимметричное содержание включений. Максимальное количество терригенного материала приурочено к верхней части разреза (в среднем 0,50-1,20 г/дм³), а незначительное (0,001–0,08 г/дм³) – к нижней части (см. табл. 2). Большое количество включений песчано-глинистого материала в верхнем слое льда отмечается обычно вблизи берегов. Этот материал поступает на ледяную поверхность в результате эолового переноса и при формировании наледного слоя включается в состав льда. В нижней части ледяной толщи, содержащей незначительное количество включений, изредка встречаются гравий и мелкая галька. Их попадание в лёд можно объяснить только поступлением в результате примерзания обломков донного льда к нижней кромке ледяной толщи и дальнейшим её нарастанием снизу.

Третий тип льда встречается в малых протоках со спокойным течением, на участках открытой воды в больших речных рукавах, а также вокруг полыней. Он образовался между льдинами в начале ледостава и впоследствии покрылся льдом. Лёд на всю толщину прозрачный и однородный. Содержание включений в нём невелико: от 0,001 до 0,096 г/дм³ по данным измерений в Амурской протоке и на участках замёрзших полыней в Пемзенской протоке (см. табл. 2).

Таким образом, наибольшее содержание терригенных включений в лёд наблюдается в зоне



Рис. 4. Распределение включений терригенного материала в ледяной толще р. Амур.

Лёд: 1 — сильно торосистый; 2 — двучленный слабо торосистый; 3 — однородный

Fig. 4. Distribution of terrigenous material inclusions in the ice thickness of the Amur River.

Ice: 1 - strongly hummocked ice; 2 - two-membered slightly hummocked ice; 3 - flat ice

интенсивного торошения. На участках эолового поступления материала с обрывистых берегов, сложенных легко развеиваемыми песками, или с обширных лишённых снега кос терригенный материал накапливается в основном в снежном покрове и включается в состав льда только при формировании наледного льда. Содержание его на прибрежных участках русла Амурской протоки зимой 2014 г. составило 0,17 г/дм³.

Изменение сроков основных ледовых явлений

Для решения многих практических задач важны данные о толщине льда и многолетней динамике сроков начала и окончания ледовых явлений. В табл. 3 приведены данные о средней толщине льда в основном русле р. Амур, Пемзенской

Год	Р. Амур	Пемзенская протока	Амурская протока	S
2006	92	105	91	2210,9
2007	103	109	78	1739,8
2010	101	94	78	2284,2
2011	109	79	93	1988,3
2012	110	88	106	2198,0
2013	139	131	126	2214,7
2014	123	99	110	2025,8
2015	Не измерялась	78	90	2036,1
2016	68	77	89	1994,8

Таблица 3. Средняя по створу толщина льда (см) и сумма зимних среднесуточных отрицательных температур S (°C)

и Амурской протоках в окрестностях Хабаровска за разные годы в период 2006-2016 гг. Данная толщина льда определялась как среднее значение толщины всех пробуренных по поперечному профилю русла скважин. Установлено, что толщина льда в основном русле Амура на сильно заторошенных участках не зависит от суммы среднесуточных отрицательных температур за зимний период, так как в течение всей зимы лёд снизу практически не нарастает. Именно поэтому самая большая толщина льда наблюдается после интенсивного торошения во время осеннего ледохода, а не в суровые зимы. Так, наибольшая толщина льда в главном русле Амура отмечалась в зимы 2013 и 2014 гг., которые характеризовались высокими уровнями воды в начале ледостава и интенсивным торошением во время осеннего ледохода.

В менее крупных Пемзенской и Амурской протоках связь между суммой температур и толщиной льда более чёткая. Чем суровее зима, тем толще образующийся в них лёд. Отметим, что большие значения толщины льда в Пемзенской протоке в 2006/07 г. обусловлены частичным её перекрытием в 2005 г. переливной дамбой, существенно сократившей в ней сток. Скорости течения воды резко замедлились. В дальнейшем дамба частично разрушилась, увеличив сток и скорость течения в протоке, что отразилось на толщине льда.

Одной из основных причин смещения сроков начала и окончания ледовых явлений на реках могут быть климатические изменения. В южных районах Дальнего Востока установлено существенное увеличение средней годовой температуры воздуха по сравнению со средним значением этого показателя, рассчитанным по данным

за всё время метеорологических наблюдений. Особенно значительным оно было в последние 20 лет (1991-2010 гг.) и для нижнего течения Амура составило 0,56 °С [8]. Для выявления изменений в сроках наступления различных ледовых явлений и продолжительности ледостава было выделено два периода - 1930-1990 и 1990-2013 гг. В табл. 4 приведены средние многолетние характеристики ледового режима в нижнем течении р. Амур отдельно по каждому периоду для трёх пунктов, имеющих продолжительные ряды наблюдений. Протяжённость реки на рассматриваемом участке составляет более 900 км. Общее направление течения – с юго-запада на северо-восток. В этом же направлении возрастает суровость климата. Среднегодовая температура воздуха для Хабаровска составляет 1,6 °С, Комсомольска-на-Амуре -0,6 °С и Николаевскана-Амуре -2,2 °С [9]. Однако зимние температуры воздуха различаются не так существенно. Для этих же пунктов средняя температура января равна соответственно −21,6, −25,4 и −23,4 °С.

Влияние изменений стока р. Амур на ледовый режим установить в настоящее время невозможно ввиду малой продолжительности наблюдений за ледовыми явлениями и 12—17-летними периодическими чётко выраженными чередованиями пониженной и повышенной водности в многолетних колебаниях годового стока. Во временной отрезок 1990—2013 гг. попадают по одному неполному периоду высокой и низкой водности.

Сравнение данных о ледовом режиме Амура до 1990 г. и после него показывают, что начало ледовых явлений сдвинулись на более поздние сроки – от двух до шести суток. Наибольшие изменения в сроках появления заберегов отмечаются в низовьях реки (г. Николаевск-на-Амуре). Они могут быть связаны не только с увеличением температуры воздуха, но и с поступлением более тёплой воды сверху по течению из южных участков реки, так как изменения температуры воды более инерционны по сравнению с температурой воздуха.

Ледостав на р. Амур в районе городов Хабаровска и Комсомольска-на-Амуре после 1990 г. начал устанавливаться на один день позже, чем в предыдущий период, а в Николаевске-на-Амуре — на два дня. При этом увеличилась неравномерность начала и окончания ледостава с общим смещением на более поздние сроки на-

Боли	Начало ледовых	Начало	Подвижка	Начало весеннего	Конец весеннего	Продолжительность
ТОДЫ	явлений	ледостава	льда	ледохода	ледохода	ледостава, сутки
			Хабаровск, 9	66 км от устья		
1930-1990	05.11*	23.11	21.04	23.04	29.04	151
1990-2013	08.11	24.11	18.04	21.04	27.04	148
	Комсомольск-на-Амуре, 614 км от устья					
1930-1990	05.11	20.11	28.04	01.05	03.05	163
1990-2013	07.11	21.11	25.04	29.04	30.04	159
Николаевск-на-Амуре, 48 км от устья						
1930-1990	01.11	13.11	14.05	15.05	16.05	182
1990-2013	07.11	15.11	12.05	12.05	14.05	179

Таблица 4. Средние многолетние характеристики ледового режима в нижнем течении р. Амур (по данным наблюдений на постах Дальневосточное УГМС)

*Указаны число и месяц.

чала и на более ранние сроки его окончания. Например, в последние годы ледостав у Хабаровска устанавливался: в 2012 г. — 1 декабря; в 2013 г. — 3 декабря при средних сроках 24 ноября. Начало ледохода в 2008 г. — 7 апреля, 2017 г. — 13 апреля при средних сроках 21 апреля. Продолжительность ледостава на разных участках нижнего течения Амура сократилась на трое—четверо суток.

Начало весенних подвижек льда и весеннего ледохода за последние 23 года сместилось по сравнению с предшествующим периодом на трое суток раньше у Хабаровска и Комсомольска-на-Амуре и на двое суток у Николаевска-на-Амуре. Дата окончания весеннего ледохода также сместилась на более ранние сроки на 2–3 дня. Установленное смещение сроков ледовых явлений в нижнем течении Амура, несомненно, обусловлено реакцией на глобальные климатические изменения, которые выражаются в повышении приземной температуры воздуха и, как следствие, температуры воды.

Заключение

Строение льда в нижнем течении р. Амур, характеризующейся разветвлённым руслом, неоднородно как в различных рукавах, так и в по-

Литература

- 1. Соловьев И.А. Русловой процесс и водные пути Нижнего Амура. Владивосток: Приморское книжное издательство, 1967. 145 с.
- 2. *Махинов А.Н., Ким В.И.* Ледяной покров реки Амур и его влияние на русловые процессы // Водные ресурсы. 2013. Т. 40. № 4. С. 359–366.

перечном профиле. В стратиграфии ледяной толщи чётко выделяются основные слои: торосистый лёд, образованный в течение короткого периода осеннего ледохода; намерзающий в течение зимы прозрачный лед; наледный лёд обычно небольшой мощности. Они формируют различные сочетания ледяной толщи, отличающиеся не только стратиграфией, но и содержанием терригенного материала. Наибольшее количество терригенных включений характерно для торосистого льда.

Изменение климата, проявившееся в Нижнем Приамурье, привело к смещению сроков основных ледовых явлений за период 1990– 2013 гг. по сравнению с периодом 1930–1990 гг. на 2–3 дня. Продолжительность ледостава сократилась на 3–4 дня. При этом заметных различий для разных пунктов нижнего течения реки не установлено, вероятно, из-за близких для всей этой территории темпов потепления.

Благодарности. Работа выполнена при финансовой поддержке Дальневосточного отделения РАН (проекты 15-I-6-083 и 16-I-6-033э).

Acknowledgments. This work was supported by the Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences (projects 15-I-6-083 and 16-I-6-033e).

References

- 1. Solov'yev I.A. Ruslovoy protsess i vodnye puti Nizhnego Amura. Channel process and waterways of the Lower Amur. Vladivostok: Primorskoe knizhnoe izdatel'stvo, 1967. 145 p. [In Russian].
- 2. *Makhinov A.N. Kim V.I.* Cover of the Amur River and is impact on channel processes. *Vodnye resursy.* Water Resources. 2013, 40 (4): 359–366.

- Kim V.I., Makhinov A.N. Ice erosion of the Amur river banks // 21st IAHR International Symposium on Ice. Dalian, China, June 11 to 15, 2012. Dalian University of Technology Press. P. 150–159.
- Нечаев А.П. Льдинный аллювий горных рек Приамурья // Вопросы географии Приамурья. 1967. С. 49–56.
- Махинов А.Н., Ким В.И. Изменение ледового режима р. Амур в связи с глобальными изменениями климата // Регионы нового освоения: Современное состояние природных комплексов и вопросы их охраны. Конф. с междунар. участием, 11–14 октября 2015 г. Сб. материалов. Хабаровск: изд. ИВЭП ДВО РАН, 2015. С. 195–198.
- 6. Многолетние данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши: Т. І. Вып. 19. Л.: Гидрометеоиздат, 1986. 412 с.
- Иванов А.В., Махинов А.Н., Чукмасова Т.Г. Гигантские наледи на ледяном покрове приустьевого участка Амура // Советско-китайский симпозиум «Геология и экология бассейна реки Амур»: Тезисы докладов. Ч. 111 (1). Благовещенск: изд. Амур-КНИИ ДВО АН СССР, 1989. С. 69–71.
- Новороцкий П.В. Современные климатические изменения в бассейне Амура и на побережье Японского моря // Изв. РГО. 2011. Т. 143. Вып. 1. С. 41–48.
- Петров Е.С., Новороцкий П.В., Леншин В.Т. Климат Хабаровского края и Еврейской автономной области. Владивосток—Хабаровск: Дальнаука, 2000. 174 с.

- 3. *Kim V.I., Makhinov A.N.* Ice erosion of the Amur river banks. 21st IAHR Intern. Symposium on Ice. Dalian, China, June 11 to 15, 2012. Dalian University of Technology Press: 150–159.
- 4. *Nechaev A.P.* Ice alluvium of the mountain rivers of the Amur region. *Voprosy geografii Priamur'ya*. Geography problems of Priamurye. 1967: 49–56. [In Russian].
- Makhinov A.N., Kim V.I. Changing the ice regime of Amur River in connection with global climate change. Regiony novogo osvoeniya: Sovremennoe sostoyanie prirodnykh kompleksov i voprosy ikh okhrany. Konf., 11–14 October 2015. Regions of new development: The current state of natural complexes and issues of their protection. Khabarovsk: IVEP DVO RAN, 2015: 195–198. [In Russian].
- 6. *Mnogoletnie dannye o rezhime i resursakh poverkhnostnykh vod sushi*. Long-term data on the regime and resources of surface waters of the land. V. I. Issue 19. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1986: 412 p. [In Russian].
- Ivanov A.V., Makhinov A.N., Chukmasova T.G. Giant icings on the ice cover near the mouth of the Amur River. Sovetsko-kitayskiy simpozium «Geologiya i ekologiya basseyna reki Amur». Tezisy dokladov. The Soviet-Chinese Symposium «Geology and Ecology of the Amur River Basin». Abstracts. Pt. III (1). Blagoveshchensk: AmurKNII DVO AN SSSR, 1989: 69–71. [In Russian].
- 8. Novorotskiy P.V. Modern climatic changes in the Amur basin and on the coast of the Sea of Japan. *Izvestiya Russkogo Geograficheskogo Obshchestva*. Proc. of the Russian Geographical Society. 2011, 143 (1): 41–48. [In Russian].
- Petrov E.S., Novorotskiy P.V., Lenshin V.T. Klimat Khabarovskogo kraya i Evreyskoy avtonomnoy oblasti. The climate of the Khabarovsk Territory and the Jewish Autonomous Region. Vladivostok – Khabarovsk: Dal'nauka, 2000: 174 p. [In Russian].

Accepted November 9, 2017

УДК 551.326.12(268.4)

Особенности сезонной и межгодовой изменчивости ледяного покрова Гренландского моря

© 2018 г. Л.А. Тимохов*, Н.А. Вязигина, Е.У. Миронов, А.В. Попов

Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия *ltim@aari.nw.ru

Seasonal and inter-annual variability of the ice cover in the Greenland Sea

L.A. Timokhov^{*}, N.A. Vyazigina, E.U. Mironov, A.V. Popov

Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia *ltim@aari.nw.ru

Received August 2, 2017

Keywords: classification of seasonal cycles, Greenland Sea, ice coverage, sea ice, seasonal and interannual variability.

Summary

The results of studies of seasonal and inter-annual variability of the Greenland Sea ice cover are presented for the period from 1950 to 2016. Statistical characteristics of seasonal and inter-annual changes in the ice-covered area were calculated. Three clusters of typical seasonal variability were identified from the whole totality of all seasonal cycles. The first cluster presented a group of seasonal cycles in the period of maximum, the second one – the middle, and the third group – minimum areas of the winter ice cover. The estimates of correlation between changes in the ice areas in winter (February–March) or in summer (August–September) and areas of the following two months of a current year as well as in succeeding years were obtained. Empirical regularity of a variability of the ice cover during the annual cycle was established. This regularity is characterized by an existence of a 'memory' in the state of the ice cover, when a prehistory of the ice conditions determines to a certain extent the following phase.

Analysis of inter-annual variability of the Greenland Sea ice cover did show a linear negative tendency in both winter and summer ice conditions. One-two year fluctuations were the most pronounced in the spectral density of inter-annual variations in the summer ice conditions. However, fluctuations with a longer period do also exist. With respect to contribution of hydrometeorological factors, the summer ice area is determined: (a) by conditions in the preceding winter, (b) by the atmospheric circulation, and (c) by the influence of warm Atlantic waters (about 20% of the total dispersion). Changes in the winter ice area depend: (a) mainly on the pre-winter state of ices (October–November), (b) on the influence of the Atlantic waters (about 30% of the total dispersion), and (c) on the heat balance and the atmospheric circulation (20% of the total dispersion). The results of this study may be used as a basis for the development of statistical models for analysis and prediction of long-term and climatic changes in the state of the ice cover in the Greenland Sea.

Citation: Timokhov L.A., Vyazigina N.A., Mironov E.U., Popov A.V. Seasonal and inter-annual variability of the ice cover in the Greenland Sea. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2018. 58 (1): 127–134. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2018-1-127-134

Поступила 2 августа 2017 г.

Принята к печати 9 ноября 2017 г.

Ключевые слова: Гренландское море, классификация сезонных циклов, ледовитость, ледяной покров, сезонная и межгодовая изменчивость.

Приведены результаты исследований изменчивости ледяного покрова Гренландского моря с 1950 по 2016 г. Проведена классификация внутригодовых циклов изменения площади ледяного покрова, выделены три кластера подобных сезонных циклов, получены линейные отрицательные тренды ледовитости, показывающие значительное уменьшение ледовитости за последние 66 лет.

Введение

Гренландское море занимает важное положение в системе взаимодействия Арктического и Северо-Европейского бассейнов (СЕБ). Через Гренландское море в Арктический бассейн поступает наибольшая доля солёных и тёплых вод атлантического происхождения, а из глубинной части моря происходит перелив в Евразийский суббассейн холодных донных вод. Из Арктического бассейна через Гренландское море в Северо-Европейский бассейн и далее в Северную Атлантику происходит адвекция распреснённых поверхностных вод и дрейфующих льдов. При этом процесс формирования и изменчивости ледяного покрова Гренландского моря играет ключевую роль как в сезонных, так и в межгодовых масштабах колебаний океанической системы СЕБ [1–4].

Особенность ледяного режима Гренландского моря состоит в том, что в отличие от арктических морей его акватория никогда полностью не покрывается льдом. В течение всего года граница льдов имеет генеральное направление от пролива Фрама (на северо-востоке) к Датскому проливу (на юго-западе). Важная особенность в положении кромки льдов наблюдается зимой вблизи о. Западный Шпицберген, где чистая вода при средних условиях находится на 79° с.ш., а при благоприятных условиях достигает 81° с.ш. [2, 5, 6]. Однако при этом в Гренландском море ледяной покров сохраняется не менее чем на 10-15% акватории. Наличие незамерзающих частей моря означает, что в регионе в зимнее время находится зона нулевого теплового баланса. К югу и западу от этой зоны непрерывный приток тепла от тёплых атлантических вод к поверхностному слою воды компенсирует радиационное выхолаживание и адвекцию холода воздушными переносами, что препятствует образованию льдов. К северу и востоку от этой зоны такого интенсивного притока тепла к поверхностному слою воды уже нет, потери тепла за счёт радиационного инфракрасного излучения приводят к активному выхолаживанию поверхности моря и, как следствие, образованию льдов [7–9].

В настоящей работе на основе новой информации о среднемесячных значениях площади ледяного покрова исследуются сезонные и межгодовые колебаниях ледовитости Гренландского моря (ледовитость равна отношению площади льдов к площади моря), приводятся оценки статистических характеристик ледовитости за исследуемый период и устанавливаются формы сопряжённости колебаний ледовитости с изменчивостью основных внешних гидрометеорологических факторов.

Структура сезонных колебаний

Имеющиеся ряды среднемесячных значений площади ледяного покрова Гренландского моря с 1950 по 2000 г. [9] продлены до 2016 г. Ледовые карты получены на основе дешифрирования спутниковых снимков в Центре «Север» ГНЦ ААНИИ. Характер внутригодовой изменчивости площади ледяного покрова за период 1950–2016 гг. отражает жирная линия на рис. 1. Наименьшая площадь ледяного покрова в среднемноголетнем плане наблюдается в сентябре, а наибольшая – в марте. Однако в отдельные годы (см. рис. 1) даты минимального и максимального развития ледяного покрова варьировали в пределах 3-5 месяцев. Статистический анализ всего временного ряда внутригодовых изменений площади льдов в Гренландском море позволяет установить особенности структуры сезонных колебаний. Максимальная величина площади льдов (табл. 1) чаще всего наблюдалась в марте, но в 30% случаев отмечалась в



Рис. 1. Изменения площади ледяного покрова в Гренландском море в отдельные годы (тонкие линии) и среднемноголетнее за период 1950– 2016 гг. (жирная линия) Fig. 1. Changes of ice cover area in the Greenland Sea in separate years (thin lines) and mean annual during 1950–2016 (fat line)

Месяцы	Количество лет с максим ной ледовитостью в проце максимальные	альной и минималь- ентном соотношении минимальные	Средняя многолетняя площадь льдов, <i>n</i> ·10 ³ км ²	Стандартное отклонение площади льдов, <i>n</i> ·10 ³ км ²	Степень вариаций
Январь	10	**	49,3	13,5	0,27
Февраль	30	**	53,5	14,5	0,27
Март	39	**	53,1	14,7	0,28
Апрель	14	**	50,9	13,6	0,27
Май	3	**	47,1	11,5	0,24
Июнь	4	**	43,1	9,4	0,22
Июль	*	**	36,4	7,7	0,21
Август	*	30	28,8	8,5	0,29
Сентябрь	*	63	26,7	8,3	0,31
Октябрь	*	7	32,2	5,9	0,18
Ноябрь	*	**	37,7	7,7	0,20
Декабрь	*	**	43,7	10,7	0,25

Таблица 1. Статистические характеристики внутригодовых изменений площади льдов в Гренландском море за период с 1950 по 2016 г.

*В годовом цикле в этом месяце максимум ледовитости не наблюдался; **в годовом цикле в этом месяце минимум ледовитости не наблюдался.

феврале и в 14% случаев — в апреле. При этом среднемноголетняя площадь льдов (см. табл. 1) в феврале составляла $53,5 \times 10^3$ км², марте — $53,1 \times 10^3$ км², в апреле — $50,9 \times 10^3$ км². Однако максимальная площадь льдов наблюдалась и в мае (3%), и даже в июне (4%). Наименьшая площадь льдов (см. табл. 1) установлена в сентябре (63% случаев за период 1950—2016 гг.), а средняя многолетняя площадь для сентября равна $26,7 \times 10^3$ км². В августе минимальная площадь льдов отмечена в 30% случаев, а средняя многолетняя площадь льдов для августа составила 28,8 $\times 10^3$ км². Минимальная площадь льдов наблюдалась также в октябре (7%).

Для оценки вариаций сезонных циклов рассчитаны стандартные отклонения площади льдов (см. табл. 1). Величина стандартного отклонения площади льдов зимой (13–14 км²) превосходила таковую для летнего периода (8–9 км²). При этом между площадью льдов и стандартным отклонением площади льдов наблюдалась прямая положительная связь – коэффициент корреляции равен 0,84, т.е. с увеличением площади ледяного покрова возрастало и его стандартное отклонение. Однако в августе и сентябре эта зависимость нарушается. Для оценки степени вариации площади льдов рассчитано отношение стандартного отклонения к средней площади льдов (см. табл. 1). Наименьшая степень вариаций наблюдалась в октябре—ноябре (0,18–0,20), увеличиваясь в зимний сезон до 0,27 и достигая максимума в августе сентябре -0,29-0,31.

Внутригодовой ход площади льдов значительно меняется от года к году (см. рис. 1). Мы поставили задачу выявить наличие или отсутствие подобия сезонных кривых изменения площади льдов. Используя метод классификации Уорда, с помощью метода *k*-средних [10] были получены три кластера, в которые вошли следующие группы лет:

Кластер 1 (К1): 1950-1954, 1965, 1967-1969.

Кластер 2 (К2): 1955–1957, 1961, 1963–1964, 1966, 1970–1973, 1975, 1977–1982, 1986–1989, 1996–1998. Кластер 3 (К3): 1958–1960, 1962, 1974, 1976, 1983–1985, 1990–1995, 1999–2016.

Годовые циклы каждого кластера были осреднены и построены графики (рис. 2). В кластер К1 вошли годы с наибольшей площадью льдов и в зимний, и в летний периоды. Кластер К2 объединил годы со средней ледовитостью, а кластер К3 — годы с наименьшей ледовистостью Гренланского моря. Из анализа лет, вошедших в кластеры К1–К3, следует, что подобие циклов в каждом кластере может сохраняться до четырёх лет, но в среднем равно 2–3-м годам. Затем от группы подобных лет



Рис. 2. Сезонные изменения площади льдов, полученные осреднением месячных данных лет, входящих в кластеры К1–К3

Fig. 2. The seasonal changes of the ice cover area received by averaging of the monthly data in the years inside K1-K3 clusters

(или одного года) происходит переход в другую группу лет сезонных циклов. До 1969 г. сезонные циклы формировались на фоне большой и средней ледовитости. В период с 1969 по 1998 г. сезонные циклы развивались на фоне средней ледовитости, а с 1999 г. они протекали на фоне малой ледовитости моря. Для групп лет кластеров К1 и К2 максимальное развитие площади льдов наступало в феврале, в то время как в годы, вошедшие в кластер К3, наибольшая ледовитость наблюдалась в марте. Минимальная площадь льдов была в сентябре.

Для исследования влияния зимнего и летнего состояния ледяного покрова на площадь льдов в последующие месяцы выполнен кросскорреляционный анализ между средней площадью пары месяцев, начиная с наибольшей зимней ледовитости в феврале-марте и наименьшей летней ледовитости в августе-сентябре. Результаты расчётов (табл. 2) показывают, что зима (февраль-март) имеет значимую связь (при уровне значимости 0,05) со всеми месяцами до конца календарного года. Причём до августа связь уменьшается, а затем возрастает. Это означает, что зима текущего года (февраль-март) имеет прямую связь с предзимьем и началом зимы (октябрьноябрь, декабрь-январь), а также с зимой следующего года (февраль-март [+1]; в скобках указан временной лаг 1 год вперёд).

Летнее состояние ледяного покрова также влияет на зиму следующего года, при этом

Таблица 2. Коэффициенты корреляции между изменениями площади льдов зимой (февраль-март) и летом (августсентябрь) и изменениями площади льдов в последующие пары месяцев текущего года, последующего года (индекс (+1)) и следующего за ним года (индекс (+2))

	Коэффициент корреляции			
	площадь	площадь		
Пары месяцев	льдов	льдов		
	в феврале-	в августе-		
	марте	сентябре		
Февраль-март	1			
Апрель-май	0,83			
Июнь–июль	0,7			
Август-сентябрь	0,52	1		
Октябрь—ноябрь	0,54	0,73		
Декабрь-январь	0,66	0,67		
Февраль-март (+1 год)	0,59	0,57		
Апрель-май (+1 год)	0,55	0,57		
Июнь-июль (+1 год)	0,37	0,53		
Август-сентябрь (+1 год)	0,42	0,54		
Октябрь-ноябрь (+1 год)	0,54	0,51		
Декабрь–январь (+1 год)	0,61	0,58		
Февраль-март (+2 года)	0,45	0,55		
Апрель-май (+2 года)	0,49	0,56		
Июнь-июль (+2 года)	0,36	0,39		
Август-сентябрь (+2 года)	0,41	0,38		

оно несколько больше, чем влияние зимы на лето. Коэффициент корреляции летней площади льдов (август-сентябрь) с площадью льдов зимой (февраль-март) последующего года составляет 0,57, тогда как влияние ледовитости в феврале-марте на ледовитость в августе-сентябре характеризуется коэффициентом корреляции 0,52. Летняя ледовитость моря сохраняет своё влияние и на состояние ледяного покрова летом следующего года. Результаты корреляционного анализа согласуются с результатами кластерного анализа. Как уже отмечалось, подобие внутригодовых циклов может сохраняться в среднем 2-3 года. В этом случае можно говорить о преемственности состояния ледяного покрова внутри годового цикла, когда предыстория состояния ледяного покрова в определённой мере определяет текущую фазу. Установленная эмпирическая закономерность имеет важное значение для понимания процесса формирования ледового режима и может быть использована при построении статистических моделей диагноза и прогноза ледовитости Гренландского моря.

Межгодовые изменения площади льдов

В межгодовых колебаниях зимней (средняя за февраль – март) и летней (средняя за август – сентябрь) площадей льдов Гренландского моря за период с 1950 по 2016 г. (рис. 3) наблюдаются значительные флуктуации. В целом для временного ряда отношение стандартного отклонения зимней площади льдов к величине площади составляло 0,20 (20%), а для лета -0.21 (21%). Вместе с тем наблюдались и экстремальные изменения ледовитости. Так, от зимы 1954 г. к зиме 1960 г. площадь льдов сократилась с 65·10³ до 39·10³ км², что составляет 47% средней климатической величины площади льдов зимой. Затем, к 1968 г., площадь льдов увеличилась до 70·10³ км². Анализ спектральной плотности показывает, что в изменчивости зимней площади льдов доминирует 4-летняя цикличность, но присутствуют и 6-7-летние вариации. Более слабо выражены колебания 14 лет и ещё слабее – цикличности 21-22-х и 29 лет. В спектральной плотности межгодовой изменчивости летней площади льдов ярче всего выражены 1-2-летние вариации. Следующие по убыванию значимости идут 5-6-летние и 11-летние колебания, и наиболее слабо выражены 18-летние и 24-25-летние колебания.

В межгодовых изменениях отмечается линейный тренд как зимней. так и летней ледовитости, имеющий отрицательный наклон, т.е. в Гренландском море льда становится меньше. По линейному тренду площадь ледяного покрова уменьшилась за 66 лет зимой (февраль-март) примерно на 22 тыс. κm^2 (на 41%), а летом — на 13 тыс. км² (на 47%). При этом площадь льдов зимой уменьшалась быстрее, чем летом. В нелинейном тренде (полином пятой степени) намечается долгопериодная цикличность около 35-40 лет в колебаниях как зимней, так и летней площади льдов. Причины межгодовой изменчивости ледяного покрова Гренландского моря известны: воздействие атмосферной циркуляции и температуры воздуха; влияние тёплых атлантических вод; поступление льдов из Арктического бассейна; возникновение местных особенностей циркуляции вод и льдов в данном районе океана.

В качестве демонстрации сопряжённости колебаний зимней и летней ледовитости Гренландского моря с внешними гидрометеорологическими факторами (см. рис. 3) приведены кривые среднегодовых величин индекса атмосферной циркуляции Северо-Атлантического колебания (САК, в английской транскрипции NAO), индекса теплового состояния Северной Атлантики (Atlantic Multidecadal Oscilation, AMO) и сред-



Рис. 3. *а* – кривые среднегодовой величины индексов: 1 – NAO; 2 – АМО; 3 - среднегодовой температуры воздуха Та в Северо-Европейском бассейне (величины индексов отнесены к стандартному отклонению); б – межгодовые изменения площади льдов: 4 – зимой; 5 – летом; 6 – линейный и нелинейный тренды ледовитости **Fig. 3.** *a* – the drawing curves of average annual size of the NAO (1), AMO (2) indexes and average annual air temperature of Ta (3) are given in the North European Basin (sizes of indexes are given according to a standard deviation): δ – interannual changes of the ice cover area: 4 - in winter; 5 - insummer; 6 - liniear and non-liniear trends of ice coveradge

негодовой температуры воздуха в Северо-Европейском бассейне, нормированные на величину стандартных отклонений. Между перечисленными индексами и изменениями ледовитости Гренландского моря наблюдается достаточно тесная когерентность.

Можно предположить, что флуктуации внешних воздействий через процесс взаимодействия формируют сложную структуру межгодовых колебаний ледовитости моря. Действительно, в изменениях температуры воздуха, вариациях температуры воды в Фареро-Шетландском проливе и зимой, и летом выделяется цикличность 1-2 года. На спектрограмме индекса атмосферной циркуляции Арктического колебания (Arctic Oscilation, AO) в зимний период превалирует цикличность 27-28 лет, а в летний период – 21–22 года. В гидрометеорологических характеристиках присутствуют и колебания 3-4 года, 7-8 и 11 лет. Механизм воздействия внешних и внутренних факторов на процесс формирования ледяного покрова ещё нуждается в уточнении и в данной работе не рассматривается, поскольку это - предмет специального исследования. Наша цель - оценить вклад определённого фактора в долгопериодную изменчивость ледовитости моря.

Для ослабления влияния высокочастотных флуктуаций ледовитости, обусловленных как ошибками расчёта площади льдов, так и флуктуациями гидрометеорологических факторов в масштабах 1—4 года, мы провели осреднение временных рядов площади ледяного покрова и различных факторов методом трёхлетнего скользящего осреднения. Затем с помощью программы множественной регрессии выполнен перебор факторов и выбран оптимальный набор значимых предикторов. В состав предикторов вошли следующие характеристики:

приземная температура воздуха в Северо-Европейском бассейне для лета (июнь–сентябрь) Ta_s;

тепловой баланс для лета (июнь-сентябрь) B_s и зимы B_w;

температура воды в Фареро-Шетландском проливе летом Tw_s с заблаговременностью 1 год (-1) и два года (-2);

индекс Северо-Атлантического колебания для лета NAO_s;

среднее годовое значение Арктического колебания с заблаговременностью 1 год AO_y(-1);

площадь льда зимой Lw и предзимья (октябрь-но-ябрь) Loct-nov(-1).

В результате для межгодовой изменчивости летней Ls и зимней Lw площади льдов получены следующие статистические уравнения:

$$Ls = -4,15Ta_s - 0,149B_s - 2,22Tw_s(-1) + + 4,38NAO_s + 0,152Lw + 66,8;$$
(1)

$$Lw = 0.092B_w - 9.09AO_y(-1) - 7.33Tw_s(-2) + 1.17Loct-nov(-1) + 101.2.$$
 (2)

Общий коэффициент корреляции для летней ледовитости составляет 0,84, а для зимней – 0,86. Коэффициенты детерминации для летней и зимней ледовитости равны соответственно 0,71 и 0,74. Последнее означает, что совокупность выбранных предикторов описывает до 71–74% дисперсии летней и зимней ледовитости.

Поскольку дисперсия левой части уравнений (1) и (2) равна сумме дисперсий предикторов правой части, умноженных на квадрат коэффициентов пропорциональности, легко рассчитать вклады факторов в общую дисперсию. Полученные оценки вклада каждого слагаемого правой части уравнений (1) и (2) в общую дисперсию летней Ls и зимней Lw площади льдов Гренландского моря приведены в табл. 3. Изменение летней площади льдов в среднем на 25% определяется: площадью льдов предшествующей зимы; в значительной степени термическими факторами, связанными с атмосферой Та ѕ и условиями теплового баланса на поверхности океана В s; влиянием тёплых атлантических вод (на 17%) и атмосферной циркуляции (8%), моделируемой индексом NAO s.

Зимняя площадь льдов в значительной мере зависит от предзимья [11, 12]: изменения площади льдов в октябре—ноябре Loct-nov в среднем на 49% определяют ледовитость последующей зимы. Большой вклад в дисперсию ледовитости вносят атлантические воды — температура воды в Фареро-Шетландском проливе определяет 32% дисперсии ледовитости в зимний период. Тепловой баланс ответствен за 8% общей дисперсии, а режим атмосферной циркуляции, представляемый индексом Арктического колебания AO_y(-1), — за 11% общей дисперсии.

Незначительную долю прямого влияния атмосферной циркуляции (индексы NAO_s и AO_y(-1)) можно объяснить тем, что дополни-

Таблица 3. Оценки вклада гидрометеорологических факторов в общую дисперсию летней Ls и зимней Lw площади льдов

Факторы	Оценка факторов, %
Вклад в летний период	
Ледовитость предшествующей зимы Lw	25
Тепловой баланс на поверхности воды Северо- Европейского бассейна в летний период B_s	22
Температура приземной атмосферы Северо- Европейского бассейна в летний период Ta_s	29
Индекс Северо-Атлантического колебания в летний период NAO_s	8
Температура поверхности воды Фареро-Шет- ландского пролива за прошлый год в летний период Tw_s(-1)	17
Вклад в зимний период	
Ледовитость предзимья Loct-nov(-1)	49
Тепловой баланс на поверхности воды Северо- Европейского бассейна в зимний период В_w	8
Индекс Арктического колебания в прошед- ший год АО_у(-1)	11
Температура поверхности воды Фареро-Шет- ландского пролива двухлетней давности в летний период Tw_s(-2)	32

тельно воздействие атмосферной циркуляции косвенно влияет на площадь сформировавшегося в предшествующие месяцы льда Lw уравнение (1) и Loct-nov(-1) — уравнение (2). Таким образом, корреляционный анализ показывает, что зимняя и летняя ледовитость зависят от рассмотренных факторов, но роль их в процессах формирования летней и зимней площади льдов различна.

Заключение

Даты минимального и максимального развития ледяного покрова варьируют в пределах 3–5 месяцев. Несмотря на большое разнообразие циклов внутригодовой изменчивости площади льдов Гренландского моря, они группируются в три кластера: первый кластер включает в себя сезонные циклы, характерные для большой ледовитости моря; второй кластер – для средней ледовитости; в третий кластер входят сезонные циклы, структура которых реализуется в периоды малой ледовитости. Установленна эмпирическая закономерность преемственности состояния ледяного покрова внутри годового цикла, когда предыстория состояния ледяного покрова в определённой мере формирует текущую фазу.

В межгодовых изменениях ледяного покрова Гренландского моря отмечается линейный отрицательный тренд как зимней, так и летней ледовитости, т.е. льда становится меньше. В изменчивости зимней площади льдов доминирует 4-летняя цикличность. В спектральной плотности межголовой изменчивости летней плошали льдов ярче всего выражены 1-2-годовые вариации, однако присутствуют колебания и большего периода. Оценка вклада гидрометеорологических факторов и предыстории состояния ледяного покрова показала, что изменение летней площади льдов в среднем на четверть определяется площадью льдов предшествующей зимы, в значительной степени зависит от термических характеристик атмосферы, но меньше связано с режимом циркуляции. Около пятой части общей дисперсии площади льдов определяется влиянием тёплых атлантических вод.

Изменение зимней площади льдов зависит от предзимья: изменение площади льдов в октябре—ноябре Loct-nov определяет половину общей дисперсии ледовитости последующей зимы. Большой вклад в дисперсию ледовитости зимнего периода вносят атлантические воды около одной трети общей дисперсии. Тепловой баланс и режим атмосферной циркуляции ответственны за пятую часть общей дисперсии.

Результаты исследования особенностей сезонной и межгодовой изменчивости площади льдов служат хорошим основанием для развития статистических моделей диагноза и прогноза не только долгопериодных изменений ледяного покрова Гренландского моря, но и климатических изменений.

Благодарность. Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации (уникальный идентификатор проекта – RFMEFI61617X0076).

Acknowledgments. This work was funded by the Ministry of Education and Science of the Russian Federation (the unique identifier of the project – RFME-FI61617X0076).

Литература

- 1. Никифоров Е.Г., Шпайхер А.О. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1980. 269 с.
- 2. Захаров В.Ф. Льды Арктики и современные природные процессы. Л.: Гидрометеоиздат, 1981. 136 с.
- Фролов И.Е., Гудкович З.М., В.П. Карклин, Ковалев Е.Г., Смоляницкий В.М. Научные исследования в Арктике: Т. 2. Климатические изменения ледяного покрова Евразийского шельфа. СПб.: Наука, 2007. 135 с.
- 4. *Vinje T., Finnekasa O.* The ice transport through the Fram Strait. Norsk Polarinstitutt, Skr. Nr. 186. Oslo, 1986. 40 p.
- 5. *Миронов Е.У.* Сезонные изменения ледяного покрова в проливе Фрама по данным радиолокационных съемок // Тр. ААНИИ. 1997. Т. 437. С. 108– 114.
- Vinje T., Brinck L.T., Polyakov I. Effects of melting and freezing in the Greenland Sea // Geophys. Research Letters. 2002. № 29 (23). P. 21–29. doi: 10.1029/2002GL015326.
- Лебедев А.А., Уралов Н.С. Об особенностях теплового состояния Северной Атлантики и атмосферной циркуляции при формировании аномальной ледовитости в Гренландском море // Тр. ААНИИ. 1976. Т. 320. С. 47–64.
- Лебедев А.А., Уралов Н.С. К вопросу о ледовом балансе Гренландского моря // Тр. ААНИИ. 1977. Т. 341. С. 43–52.
- 9. *Миронов Е.У.* Ледовые условия в Гренландском и Баренцевом морях и их долгосрочный прогноз. СПб.: изд. ААНИИ, 2006. 319 с.
- 10. http://statistica.ru/theory/klasterizatsiya-metod-k-srednikh/
- Лебедев А.А., Уралов Н.С. Прогнозирование ледовитости Гренландского моря в связи с особенностями теплового состояния Атлантического океана и атмосферной циркуляции // Проблемы Арктики и Антарктики. 1977. Вып. 50. С. 36–39.
- 12. *Миронов Е.У.* О возможности прогнозирования крупных аномалий Гренландского моря // Тр. ААНИИ. 1994. Т. 432. С. 96–106.

References

- 1. Nikiforov E.G., Shpaikher A.O. Zakonomernosti formirovaniya krupnomasshtabnykh kolebaniy gidrologicheskogo rezhima Severnogo Ledovitogo okeana. Peculiarities of formation the large-scale variations of the hydrological regime in the Arctic Ocean. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1980: 269 p. [In Russian].
- 2. Zakharov V.F. Ľdy Arktiki i sovremennye prirodnye protsessy. Ices of the Arctic and modern natural processes. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1981: 136 p. [In Russian].
- Frolov I.E., Gudkovich Z.M., Karklin V.P., Kovalev E.G., Smolyanitskiy V.M. Nauchnyye issledovaniya v Arktike: T. 2. Klimaticheskiye izmeneniya ledyanogo pokrova Evraziyskogo shelfa. Scientific studies in Arctic: V. 2. Climate changes of ice cover of Eurasian Shelf seas. St. Petersburg: Nauka, 2007: 135 p. [In Russian].
- 4. *Vinje T., Finnekasa O.* The ice transport through the Fram Strait. Norsk Polarinstitutt, Skr. Nr. 186. Oslo, 1986: 40 p.
- Mironov E.U. Seasonal changes of an ice cover in the passage Fram according to radar shootings. *Trudy Arkticheskogo i Antarkticheskogo nauchno-issledovatelskogo instituta*. Proc. of AARI. 1997, 437: 108–114 [In Russian].
- Vinje T., Brinck L.T., Polyakov I. Effects of melting and freezing in the Greenland Sea. Geophys. Research Letters. 2002. 29 (23): 21–29. doi: 10.1029/2002GL015326.
- Lebedev A.A., Uralov N.S. On features of thermal condition in Northern Atlantic and of atmospheric circulation when abnormal ice coveradge is forming in the Greenland Sea. Trudy Arkticheskogo i Antarkticheskogo nauchno-issledovatelskogo instituta. Proc. of AARI. 1976, 320: 47–64 [In Russian].
- Lebedev A.A., Uralov N.S. To a question of ice balance of the Greenland Sea. Trudy Arkticheskogo i Antarkticheskogo nauchno-issledovatelskogo instituta. Proc. of AARI. 1977, 341: 43–52 [In Russian].
- 9. Mironov E.U. Ledovyye usloviya v Grenlandskom i Barentsevom moryakh i ikh dolgosrochnyi prognoz. Ice conditions in the Greenland and Barents seas and their long-term forecast. St. Petersburg: AARI, 2006: 319 p. [In Russian].
- 10. http://statistica.ru/theory/klasterizatsiya-metod-k-srednikh/
- 11. Lebedev A.A., Uralov N.S. Forecast of ice coverage in the Greenland Sea in connection with features of a thermal condition of the Atlantic Ocean and atmospheric circulation. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Problems. 1977, 50: 36–39. [In Russian].
- 12. *Mironov E.U.* On a possibility of forecast the large anomalies of the Greenland Sea. *Trudy Arkticheskogo i Antarkticheskogo nauchno-issledovatel'skogo instituta.* Proc. of AARI. 1994, 432: 96–106 [In Russian].

Экспресс-информация

УДК 551.324.63

doi: 10.15356/2076-6734-2018-1-135-138

Тропические ледники сегодня

© 2018 г. В.Н. Михаленко

Институт географии РАН, Москва, Россия mikhalenko@hotmail.com

The present-day tropical glaciers

V.N. Mikhalenko

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

mikhalenko@hotmail.com

Received December 25, 2017

Keywords: glaciers, shrinking, tropical zone.

Accepted January 23, 2018

Принята к печати 23 января 2018 г.

Summary

The continuing global warming causes a significant reduction and vanishing of glaciers in the tropics. The glaciers in Africa, New Guinea, and Venezuela can completely melt during next decade under current trend in climate change.

Citation: Mikhalenko V.N. The present-day tropical glaciers. Led i Sneg. Ice and Snow. 2018. 58 (1): 135–138. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2018-1-135-138

Поступила 25 декабря 2017 г.

Ключевые слова: ледники, сокращение, тропическая зона.

Продолжающееся глобальное потепление приводит к значительному сокращению и исчезновению ледников в тропиках. Ледники в Африке, Новой Гвинее и Венесуэле могут полностью растаять в течение следующего десятилетия при текущей тенденции изменения климата.

Продолжающееся потепление климата не только служит причиной участившихся погодных аномалий, но и приводит к усиленному таянию ледников по всему земному шару. Гибель горных ледников во многих районах мира из-за потепления практически неизбежна, это – лишь вопрос времени.

Больше всего от потепления пострадали ледники, расположенные в тропической зоне, — в Андах, в экваториальной зоне Африки и в Новой Гвинее. Наибольшее распространение в этой узкой широтной зоне ледники получили во время максимума последнего ледникового периода, и с тех пор их площадь и объём неуклонно сокращались. В последнее тысячелетие максимальное число ледников здесь было в малый ледниковый период (середина XVII начало XVIII вв.) [1].

Постепенное отступание ледников за последние 50 лет сменилось их катастрофическим сокращением. Особенно резким этот процесс был на небольших ледниках в Боливии, Эквадоре, Колумбии, Венесуэле, Новой Гвинее. Эти ледники расположены на относительно небольших высотах, не имеют постоянной области аккумуляции и могут исчезнуть в ближайшие годы или десятилетия. Так, ледники Боливии за последние 20 лет потеряли 46% своей площади. Ледник Чакалтайя, который с 1930-х годов использовался в системе водоснабжения города Ла-Пас, а рядом с ним в 1940 г. была открыта горнолыжная база, в настоящее время полностью растаял. Исчезли малые ледники, игравшие важную роль в регулировании стока во время сухого сезона. В результате в 2015/16 г. во время «большого» Эль-Ниньо возникли серьёзные проблемы с водоснабжением Ла-Паса, где живут 1,6 млн человек. Для решения проблемы обеспечения питьевой водой правительство Боливии было вынуждено отменить строительство футбольного стадиона и направить средства на водообеспечение города.

В 1991 г. на затенённых участках гор Сьерра Невада де Мерида на северо-западе Венесуэ-



Рис. 1. Ледники Северного ледяного поля (Northern Ice Wall) в Новой Гвинее в 2010 г. Фото В.Н. Михаленко **Fig. 1.** Aerial photograph of the Northwall Firn, Papua New Guinea taken in June 2010 by V.N. Mikhalenko

лы находилось пять ледников. В максимум ледникового периода (около 20 тыс. л.н.) площадь ледников здесь составляла около 600 км² [2]. В 2015 г. при экспедиционных исследованиях обнаружено, что четыре ледника полностью растаяли, а площадь последнего, расположенного на западном склоне пика Гумбольдта, за прошедшие 30 лет уменьшилась в 10 раз и в настоящее время составляет всего 0,01 км² [3]. При сохранении существующей тенденции изменений климата в ближайшие годы этот ледник полностью исчезнет.

В результате наблюдений за балансом массы ледников в тропической части Южной Америки установлено, что перелом произошёл в 1970-х годах, когда среднее многолетнее значение баланса массы уменьшилось с -0,2 м в.э./год в период 1964-1975 гг. до -0,76 м в.э./год в 1976-2010 гг. [1]. Основной фактор, определяющий изменчивость баланса массы в этом регионе в многолетнем масштабе, - рост температуры поверхности воды в Тихом океане. В то же время изменчивость атмосферных осадков не показывает какого-либо значительного тренда. За последние 70 лет наблюдается также устойчивый рост приземной температуры воздуха – 0,10 °C/10 лет, который сопровождается возрастанием частоты событий Эль-Ниньо с конца 1970-х годов и потеплением тропосферы над

тропической областью Южной Америки. Все эти факторы вместе объясняют сокращение и исчезновение ледников. Исследование ледниковых кернов показало, что такого сочетания факторов, негативных для ледников, не было на протяжении последних двух тысячелетий [4].

К самым загадочным природным объектам на Земле относятся ледники Новой Гвинеи, расположенные на экваторе в одном из самых увлажнённых регионов мира. Первым из европейцев, увидевших здесь лёд, был голландский капитан Ян Карстенс (Jan Carstencz), написавший 16 февраля 1623 г.: «... на расстоянии 10 миль мы увидели очень высокие горы с белым снегом во многих местах...» [5]. Его сообщению никто не поверил, и подтверждение оно получило только в 1899 г. во время экспедиции по картированию этого района. Ледники, увиденные Я. Карстенсом, и одна из главных вершин были названы его именем.

В районе Ириан Джая (Irian Jaya) на западе Новой Гвинеи хорошо сохранились морены малого ледникового периода, исследование которых показало, что площадь ледников в середине XIX в. (около 1850 г.) составляла 19,3 км² [5]. В 1972 г. во время работ австралийской гляциологической экспедиции измеренная площадь составила 6,9 км², причём сохранившиеся ледники были приурочены к массивам Karstens и



Рис. 2. Ледники Килиманджаро 18 июля 2017 г. Снимок со спутника Sentinel-2 **Fig. 2.** Sentinel-2 satellite image of the Kilimanjaro glaciers on 18 July 2017

Рипсһак Jaya. В 2010 г. площадь ледников была уже 2,1 км² (рис. 1) [6], а к 2016 г. сократилась ещё в 4 раза. Такое катастрофическое сокращение оледенения, которое неминуемо приведёт к его полному исчезновению в ближайшие годы, произошло из-за того, что после 2010 г. высотный уровень, отделяющий твёрдые осадки от жидких, поднялся выше гребней гор. Аккумуляция снега на поверхности ледников прекратилась, а жидкая вода стала способствовать абляции льда. Полное стаивание ледников Новой Гвинеи может произойти в ближайшие 5–7 лет. Деградация самого известного ледникового массива в тропиках — Килиманджаро — за последние годы также значительно ускорилась. Сравнение топографических карт 1912 г. и результатов аэрофотосъёмки 2000 г. показало, что за прошедшие 88 лет площадь ледников Килиманджаро сократилась с 12 до 2,6 км² [7]. По результатам наблюдений, регулярно проводимых климатологами Массачусетского университета США, ледники Килиманджаро продолжали быстро сокращаться. Скорость линейного отступания краевых частей ледников достигала 1,39 м/год, а понижение поверхности составляло от 0,25 до 0,65 м/год [8]. Это привело к исчезновению мелких ледников, расположенных во внутренней части кратера, и распаду Северного и Южного ледниковых полей на отдельные фрагменты (рис. 2). В октябре 2017 г. отмечено, что ледники находятся в стадии полной деградации [9]. При неизменном темпе сокращения ожидается, что ледники Килиманджаро могут полностью исчезнуть к 2030 г.

Благодарность. Данная работа выполнена в рамках Программы президиума РАН № 51 «Изменение климата: причины, риски, последствия, проблемы адаптации и регулирования».

Acknowledgment. This work is implemented according to the Program of Presidium of the Russian Academy of Sciences N_{2} 51 «Changes of climate: causes, risk, consequences, problems of adaptation and adjustment».

References (Литература)

 Rabatel A., Francou B., Soruco A., Gomez J., Caceres B., Ceballos J.L., Basantes R., Vuille M., Sicart J.-E., Hugge C., Scheel M., Lejeune Y., Arnaud Y., Collet M., Condom T, Consoli G., Favier V., Jomelli V., Galarraga R., Ginot P., Maisincho L., Mendoza J., Menegoz M., Ramirez E., Ribstein P., Suarez W., Villacis M., Wagnon P. Current state of glaciers in the tropical Andes: a multi-century perspective on glacier evolution and climate change. The Cryosphere. 2013, 7: 81–102. doi: 10.5194/tc-7-81-2013.

- 2. Jordan E. Die Gletscher der Bolivianischen Anden: eine photogrammetrisch-kartographische Bestandsaufnahme der Gletscher Boliviens als Grundlage für klimatische Deutungen und Potential für die wirtschaftliche Nutzung. Stuttgart: Franz Steiner Verlag, (Erdwissenschaftliche Forschung 23.), 1991.
- The death of Venezuela's Humboldt Glacier. The Economist. 5 October 2017. https://www.economist.com/ news/americas/21730051.
- Vimeux F., Ginot P., Schwikowski M., Vuille M., Hoffmann G., Thompson L.G., Schotterer U. Climate variability during the last 1000 years inferred from Andean ice cores: A review of methodology and recent results. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2009, 281: 229–241. doi: 10.1016/j.palaeo.2008.03.054.
- 5. The equatorial glaciers of New Guinea. Eds. by G.S. Hope, J.A. Peterson, U. Radok, and I. Allison. Rotterdam: A.A. Balkema, 1976: 244 p.
- 6. Thompson L.G., 2010, personal communication.
- Thompson L.G., Mosley-Thompson E., Davis M.E., Henderson K.A., Brecher H.H., Zagorodnov V.S., Mashiotta T.A., Lin P.-L., Mikhalenko V.N., Hardy D.R., Beer J. Kilimanjaro ice core records: Evidence of Holocene climate change in Tropical Africa. Science. 2002, 298: 589–593.
- Pepin N.C., Duane W.J., Schaefer M., Pike G., Hardy D.R. Measuring and modeling the retreat of the summit ice fields on Kilimanjaro, East Africa. Arctic, Antarctic, and Alpine Research. 2014, 46 (4): 905–917. doi: 10.1657/1938-4246-46.4.905/
- 9. Kilimanjaro climate and glaciers. 2017. http://kiboice. blogspot.ru/

Обзоры и хроника

doi: 10.15356/2076-6734-2018-1-139-140

Алдару Петровичу Горбунову 90 лет Aldar Petrovich Gorbunov is 90 years old

11 августа 2017 г. исполнилось 90 лет патриарху горного мерзлотоведения России и Казахстана Алдару Петровичу Горбунову. Он родился в Москве, но первые годы жизни провёл в Монголии, так как его мать Елена Петровна Горбунова была участником последней экспедиции П.К. Козлова, а позже работала в Учёном комитете - прообразе будущей Академии наук МНР. Отец Пётр Васильевич Всесвятский был советником при монгольском правительстве и основным автором первой монгольской конституции, принятой Великим Монгольским Хуралом МНР в 1924 г. В Монголии в доме Всесвятских-Горбуновых на



некоторое время останавливались члены семьи Н.К. Рериха, которые направлялись в Тибет. За четыре месяца до рождения Алдара Николай Константинович Рерих пророчески сказал Елене Петровне: «У Вас родится сын, назовите его Алдаром, это имя принесёт ему удачу и счастье». «Алдар» по-монгольски означает «слава».

Пророчество Н.К. Рериха сбылось. Жизнь у Алдара Петровича сложилась интересная, правда, не без трудностей, но всё же ему повезло: занимался интересным делом, много путешествовал, а главное – связал свою жизнь с горами, как и его «крёстный отец» Н.К. Рерих и дядя – академик Николай Петрович Горбунов (в 1938 г. был расстрелян), который возглавлял работу Советско-Германской, а позднее Таджикско-Памирской экспедиции с 1928 по 1936 г.

В 1930 г. из Монголии родители вернулись в Москву. В 1936 г. отец был командирован в Алма-Ату, но в 1938 г. как враг народа был арестован и расстрелян. Мама работала в Секторе ботаники в Казахском филиале АН СССР, но после ареста мужа вынуждена была жить в горах в хижине; она стала заниматься сбором лекарственных трав, а позднее преподавала немецкий язык в школе и Педагогическом институте.

С 1936 г. жизнь Ал-

дара Петровича связана с Казахстаном и горами Центральной Азии. Буквально чудом он поступил в Казахстанский педагогический институт имени Абая, по окончании которого был оставлен в аспирантуре. На втором курсе участвовал в экспедиции, руководимой будущим академиком Г.А. Авсюком, и здесь случилась судьбоносная встреча с М.А. Глазовской, в отряде которой он работал коллектором (1948 г.). Вдвоём они совершили путешествие по Внутреннему Тянь-Шаню. Именно она обратила внимание своего спутника на то, что в почвенных шурфах иногда вскрывается кровля вечной мерзлоты, заметив, что это необычное явление до сих пор никем специально не изучалась.

Однако к изучению мерзлоты Алдар Петрович приступил лишь в 1956 г. после реабилитации отца, так как до этого времени картографические материалы были для него недоступны. Кандидатскую работу он защитил раньше – в 1954 г. в Институте географии АН СССР и посвятил её истории физико-географических исследований Казахстана в XVIII и XIX вв. До 1968 г. он работал доцентом, а потом заведующим кафедрой физической географии в Казахском педагогическом университете имени Абая, а затем был приглашён в Казахский научно-исследовательский гидрометеорологический институт на должность начальника Сектора гляциальных селей.

В эти годы он изучал криолитозону в Заилийском и Киргизском хребтах с позиции гляциального селеобразования, собрал сведения о древних селях Заилийского и Джунгарского Алатау. Исследования этого периода нашли отражение в его книгах «Вечная мерзлота Киргизии» (1966), «Вечная мерзлота Тянь-Шаня» (1967), «Мерзлотные явления Тянь-Шаня» (1970), «Льды под землей» (1970) и многочисленных статьях.

С 1971 г. А.П. Горбунов начинает работать в Институте мерзлотоведения Сибирского отделения АН СССР, где возглавляет Казахстанский высокогорный стационар вплоть до 1990 г., сейчас он работает там главным научным сотрудником. Здесь он собрал обширные материалы по геокриологии Памиро-Алая, Тянь-Шаня, Джунгарского Алатау, Саур-Тарбагатая, Казахского Алтая, изучал также криогенные образования на Кавказе, Чукотке и в горах Забайкалья. В 1974 г. защитил докторскую диссертацию «Пояс вечной мерзлоты Тянь-Шаня» на географическом факультете МГУ имени М.В. Ломоносова.

Круг научных интересов А.П. Горбунова весьма обширен. Особый интерес у него вызывают каменные глетчеры. Впервые он провёл их типизацию на Тянь-Шане, а позже в соавторстве с И.А. Горбуновой опубликовал две монографии: «География каменных глетчеров мира» (2010) и «География каменных глетчеров и их аналогов в Евразии» (2013).

А.П. Горбунов впервые описал «бороздящие валуны» в горах Азии, изучал криогенные текстуры в скальных массивах и наледи Тянь-Шаня и Памира. Интересны его работы в области топонимии Центральной Азии. Многие годы он поддерживал научные контакты с мерзлотоведами Китая, Японии, Монголии, Аргентины, США, Канады, Швейцарии, Англии, Франции, Германии, Финляндии. Профессора А.П. Горбунова и сейчас, на склоне лет, отличают широкий кругозор и необыкновенная увлечённость, он полон идей и продолжает активные исследования.

Редколлегия журнала «Лёд и Снег»

doi: 10.15356/2076-6734-2018-1-141-144

Конференция «Природные процессы в полярных регионах Земли в эпоху глобального потепления»

Conference «Natural processes in the polar regions of the Earth in the global warming time»

9–11 октября 2017 г. в Сочи была проведена Всероссийская научная конференция «Природные процессы в полярных регионах Земли в эпоху глобального потепления». Это – 13-я по счёту подобная конференция, в которой участвовали 65 учёных из разных научных организаций России. Она проводилась при финансовой поддержке Федерального агентства научных организаций и гранта РФФИ. Заседания конференции были посвящены основным направлениям полярной науки. В настоящем обзоре приведены результаты, наиболее тесно связанные с гляциологической и геокриологической тематикой.

Основой системы оценки состояния вод шельфовой зоны Восточной Арктики служит комплекс вложенных трёхмерных численных моделей, разработанный в ИВМиМГ СО РАН, который включает в себя региональные модели динамики океана и морского льда (от 50 до 5 км в пространстве) с возможностью уточнения процессов в шельфовой зоне с использованием сеточного разрешения до 400 м (*E.H. Голубева*, *Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН*).

Хорошо изученные территории зоны многолетней мерзлоты России рассматриваются как «ключевые участки» при составлении соответствующей карты или картографической модели, а режимные наблюдения за криолитозоной обеспечивают интерактивную корректировку карт-моделей (Д.С. Дроздов. Институт криосферы Земли СО РАН).

На основе разностно-интегральных кривых исследованы долговременные фазы изменений составляющих условно-естественного геостока (стока воды, тепла и расходов взвешенных наносов) крупнейших арктических рек России в период инструментальных наблюдений (1930–40-е и 2010-е годы). Выявлены долговременные фазы пониженного и повышенного стока воды Оби, Енисея и Лены в их замыкающих створах (*А.Г. Георгиади, Институт географии РАН*). Изучение многолетних изменений параметров снежного покрова позволяет установить пространственные и временные закономерности повторяемости аномалий снежного покрова и их территориальной сопряжённости на рубеже XX–XXI вв. Для получения адекватных оценок выполнено сравнение данных наблюдений на метеостанциях с реанализом ERA-Interim, спутниковыми измерениями и материалами моделирования (*B.B. Попова, Институт географии CO PAH*).

Климат можно рассматривать в качестве неисчерпаемого общественного ресурса, создающего возможности для устойчивого развития. В настоящее время этот ресурс становится более доступным в холодных регионах. Для управления рисками и потенциальными возможностями, связанными с изменением климата, нужны стратегии адаптации, поддерживаемые населением (**О.А. Анисимов, Государственный гидрологический институт**).

Представлены новые сведения о распределении тёплого льда в ледниках политермического типа. Его доля изменяется от 0,1 до 67%, толщина достигает 240 м, он может заметно влиять на реологические свойства льда, скорости деформации, донного скольжения и движения ледников. Площадь ледников политермического типа на западе Земли Норденшельда превышает 2 км², а площадь холодных ледников — меньше 2 км² (*И.О. Марчук, Институт географии РАН*).

Современные климатические изменения существенно влияют на толщину, плотность снега и снегозапасы. При определении этих параметров возникает ряд проблем, так как измерения в лесу и поле могут значительно различаться, однако только 77 метеостанций из 517 проводят маршрутные снегосъёмки и в поле, и в лесу (*А.В. Сосновский, Институт географии РАН*).

Обобщены результаты многолетних (1991– 2017 гг.) исследований рассеянного осадочного вещества в снежном покрове Арктики и Субарктики; рассчитаны обратные траектории переноса воздушных масс. Оценена роль природных и



В зале заседания конференции у берега моря

антропогенных источников аэрозолей Арктики; выяснено, что вклад аэрозолей в формирование осадочного материала в Арктике весьма существен (В.П. Шевченко, Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН).

Среднегодовая температура воздуха в период климатической нормы (1960–90-е годы) на м/с Болванский составляла –4,7 °С, а к 2017 г. повысилось до -3,8 °С. За последние 35 лет тренд изменения среднегодовой температуры воздуха равен 0,09 °С/год, продолжительность тёплого периода увеличилась на 10 дней, а суммарное годовое количество осадков – на 100 мм. Это способствует деградации многолетнемёрзлых пород (*Г.В. Малкова, Институт криосферы Земли СО РАН*).
На участках о. Кашин и Кумжи (геокриологический стационар Болванский) в дельте р. Печора с 2011 г. выполняются комплексные геофизические работы, позволяющие изучать площадное распространение многолетнемёрзлых пород и особенности их залегания в разрезе (*А.М. Царев, Институт криосферы Земли СО РАН*).

Газ в подземных льдах — индикатор условий криогенеза, а его концентрация и состав могут отражать изменения природы Арктики в прошлом. Состав и концентрация газа, в первую очередь метана, в криогенной толще связаны с проблемой увеличения парниковых газов в атмосфере при деградации мерзлоты. Процессы метанообразования могут продолжаться и при отрицательных температурах. На высокое содержание метана в криогенной толще указывают результаты бурения на п-ове Ямал. (И.Д. Стрелецкая, географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова).

По результатам многолетнего мониторинга деятельного слоя многолетнемёрзлых пород и бурения в дельте и на акватории моря Лаптевых кровля многолетнемёрзлых пород обнаружена на глубине до 60—70 м под морским дном только в пределах прибрежной полосы шириной до 15 км; эмиссия метана в районе дельты Лены происходит по зонам разломов земной коры из более глубоких частей литосферы (*Д.Ю. Большиянов, ААНИИ*).

Повышение среднегодовой температуры воздуха за 1936—2007 гг. и значительное потепление поступающих в Северный Ледовитый океан атлантических вод приводят к деградации подводной мерзлоты и разрушению берегов арктических морей. Происходящее потепление может вызвать нарушение термобарической устойчивости газогидратов метана в донных отложениях и дальнейшее их разрушение с дополнительной эмиссией метана в придонный слой океана и атмосферу (*B.B. Малахова. Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН*).

Большинство исследователей связывают воронки газового выброса на севере Западной Сибири с нагреванием многолетнемёрзлых пород на глубинах в десятки метров в результате потепления климата. Анализ изменения температуры многолетнемёрзлых пород в глубоких скважинах (стационар Марре-Сале) и модельные расчёты показали недостаточность возмущающих воздействий климатических изменений на разложение газовых гидратов на глубинах, соответствующих высоте кратера (около 60 м) (*А.Н. Хименков, Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН*).

Процессы образования и деградации мерзлоты под изучаемыми лагунами осложняются изменчивым гидрохимическим режимом придонной воды из-за флуктуаций её солёности в связи с частыми ветровыми приливами и отливами. Солёность воды в лагунах обычно выше, чем в море, и морские соли способны проникать на значительную глубину в донные отложения, дезинтегрируя мерзлоту даже при температуре -2 °С. (*М.Н. Григорьев, Институт мерзлотоведения СО РАН*).

По материалам бурения 2014 г. изучена структура морского льда в прибрежной зоне Байдарацкой губы в районе полярной станции Марре-Сале. Выяснено, что рельеф дна прибрежной зоны с ложбинами глубиной 3 м разделён сериями подводных вдольбереговых валов, создающих «защитный барьер», где в период становления припая аккумулируются торосы и стамухи (*Я.В. Тихонравова, Институт криосферы Земли СО РАН*).

Определение среднемноголетних величин отступания берегов и межгодовой изменчивости этого показателя — важное звено в решении вопроса прогнозирования вертикальных и плановых деформаций рельефа береговой зоны. Прогноз динамики рельефа береговой зоны необходим на стадии выбора трассы под строительство инженерного сооружения, а также для обеспечения геотехнической безопасности и охраны окружающей среды в период его эксплуатации (*С.А. Огородов, МГУ имени М.В. Ломоносова*).

Получены серии радиоуглеродных дат из автохтонных, аллохтонных переотложенных и намытых растительных остатков, произраставших на суше синхронно с накоплением осадков. При оценке возраста толщ учтены фациальногенетический тип отложений, тип захоронения органики, а также преобразования залегания, биотурбации и вторичные изменения изотопного состава углерода при промерзании–протаивании (*E.A. Слагода, Институт криосферы Земли СО РАН*).

В связи с добычей углеводородного сырья на севере Тюменской области в районах распро-

странения многолетнемёрзлых пород необходимо изучать их термодинамическое состояние и давать прогноз развития ландшафтно-геологической среды (*Е.В. Устинова, Институт криосферы Земли СО РАН*).

Установлена связь между криогенными образованиями и климатом. Во время криохронов границы мерзлоты занимали крайнее южное положение — около 46° с.ш. Широкое распространение грунтовых жил в отложениях позволяет реконструировать условия глубокого промерзания на границе перехода от тёплых эпох к холодным в неоплейстоцене (*И.Д. Стрелецкая, географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова*).

Предмет острых споров – вопрос о генезисе пластовых залежей подземного льда на севере За-

падной Сибири. По мнению автора, в масштабе геологического времени существование погребённых ледников в Сибири нереально. Спорные пластовые залежи подземного льда на севере Западной Сибири не относятся к остаткам древних ледников — их происхождение связано с формированием льдов внутригрунтового генезиса (*B.C. Шейнкман, Институт криосферы Земли СО РАН*).

Исследованы геокриологические условия, в том числе криогенное строение, физико-механические свойства дисперсных пород покровного комплекса, теплофизические свойства основных типов горных пород, а также температурный режим горных пород участка Буранный месторождения Томтор (*А.А. Васильев, Институт криосферы Земли СО РАН*).

М.Ю. Москалевский

Подписано в печать 28.02.2018 г. Дата выхода в свет 26.03.2018 г. Формат 60 × 88¹/₈ Цифровая печать Усл.печ.л. 18.0 Усл.кр.-отт. 5.2 тыс. Уч.-изд.л. 18.0 Бум.л. 9.0 Тираж 85 экз. Зак. 48 Цена свободная

Учредители: Российская академия наук, Русское географическое общество

Издатель: ФГУП «Издательство «Наука»

16+ Отпечатано в ФГУП «Издательство «Наука»

ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ ЖУРНАЛА «ЛЁД И СНЕГ»

В журнале публикуются статьи по проблемам гляциологии, а также научные сообщения теоретического, методического, экспериментального и прикладного характера, тематические обзоры, критические статьи и рецензии, библиографические сводки, хроника научной жизни. В каждом номере журнала несколько статей могут быть напечатаны с цветными иллюстрациями. Тексты статей представляются на русском языке или хорошем английском. Все материалы передаются в редакцию в электронном виде в сопровождении бумажной версии текста и рисунков. Объём статей – до 20 страниц текста (через 1,5 интервала), включая таблицы и список литературы; рисунков – не более 4–6. Текст набирается в формате Word. Параметры набора: шрифт Times New Roman, кегль 12, интервал 1,5; поля: верхнее и нижнее 2 см, левое 3 см, правое 1,5 см. Страницы статьи нумеруются. Статья проходит двойное внешнее рецензирование.

Статьи оформляются следующим образом. Сначала даются: УДК; *на русском языке* – название статьи, инициалы и фамилии всех авторов; полное название организации(ций), где выполнена работа; электронный адрес автора, ответственного за связь с редакцией. Затем те же сведения даются *на английском языке*, т.е.: заглавие и авторы; полное название организации(ций), где выполнена работа; второй раз e-mail главного автора. После этого на английском языке пишутся ключевые слова (не более 10) и авторское Summary статьи на 20–25 строк (здесь же обязательно прилагается перевод Summary на русский язык). Далее продолжается информация *на русском языке*: ключевые слова (не более 10); краткая аннотация (7–10 строк). Затем начинается текст статьи.

Основной текст разбивается на рубрики. Обычно это введение, постановка проблемы, методика исследований, результаты исследований, обсуждение результатов, заключение (выводы). В конце статьи следует привести благодарности лицам, оказавшим помощь в подготовке статьи, и дать ссылку на грант, способствовавший выполнению этой работы. *Благодарности даются на русском, а затем на английском языке* (Acknowledgments).

Для статьи, представляемой *на английском языке*, требуются: УДК; *перевод на русский язык* всей информации, которая даётся перед началом статьи в журнале. Кроме того, в конце статьи необходимо поместить расширенный реферат на русском языке (1–1,5 стр.). Должны быть также переведены на русский язык подписи к рисункам.

Ссылки на литературу нумеруются *последовательно, в соответствии с порядком их первого упоминания в тексте*. В списке литературы под заголовком «Литература» указываются только опубликованные работы, на которые есть ссылки в тексте. Ссылки по тексту даются в квадратных скобках. Список литературы должен быть точно выверен авторами по правилам журнала, см. сайт <u>http://ice-snow.igras.ru</u>.

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 бо́льшего объёма). Все словесные надписи на рисунках даются только на русском языке; все условные знаки обозначаются цифрами (курсивом) с расшифровкой в подрисуночных подписях. В тексте должны быть даны ссылки на все рисунки.

В конце статьи прилагается второй список литературы (**References**) на латинице для размещения его в журнале параллельно со списком литературы на русском языке. Оформление такого списка см. <u>http://ice-snow.igras.ru</u>.

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 Cher» 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

CHEL

Том **58** № 1, 2018 **ICC**

Лёл

Ледники и ледниковые покровы	
И.И. Лаврентьев, С.С. Кутузов, А.Ф. Глазовский, Ю.Я. Мачерет, Н.И. Осокин, А.В. Сосновский, Р.А. Чернов, Г.А. Черняков.	
Толщина снежного покрова на леднике Восточный Грёнфьорд (Шпицберген) по данным радарных измерений и стандартных снегомерных съёмок.	5
В.Г. Коновалов, В.А. Рудаков. Гидрологический режим ледников в бассейнах рек Северного Кавказа и Алтая.	21
Снежный покров и снежные лавины	
Т.С. Папина, А.Н. Эйрих, Н.С. Малыгина, С.С. Эйрих, О.В. Останин, Т.В. Яшина. Микроэлементный и изотопный состав снежного покрова Катунского природного биосферного заповедника (Республика Алтай).	41
Л.Ф. Лубенец, Д.В. Черных, Д.К. Першин. Особенности пространственной дифференциации снежного покрова в низкогорных ландшафтах Русского Алтая (на примере бассейна р. Майма).	56
Подземные льды и наледи	
И.Д. Стрелецкая, А.А. Васильев, Г.Е. Облогов, П.Б. Семенов, Б.Г. Ванштейн, Е.М. Ривкина.	
Метан в подземных льдах и мёрзлых отложениях на побережье и шельфе Карского моря	65
Ю.К. Васильчук, Ю.Н. Чижова, А.А. Маслаков, Н.А. Буданцева, А.К. Васильчук. Вариации изотопов кислорода и водорода в современной пластовой ледяной залежи в устье р. Аккани, Восточная Чукотка.	78
Л.Г. Нерадовский . Количественная оценка объёмной льдистости мёрзлых грунтов методом дипольного электромагнитного профилирования.	94
Морские, речные и озёрные льды	
Л.М. Кондратьева, Д.В. Андреева, Е.М. Голубева. Факторы, влияющие на процессы сульфатредукции и метилирования ртути во льдах реки Амур.	105
А.Н. Махинов, В.И. Ким, Д.В. Матвеенко. Строение и многолетняя динамика ледяного покрова в нижнем течении реки Амур.	117
Л.А. Тимохов, Н.А. Вязигина, Е.У. Миронов, А.В. Попов. Особенности сезонной и межгодовой изменчивости ледяного покрова Гренландского моря.	127
Экспресс-информация	
В.Н. Михаленко. Тропические ледники сегодня	135
Обзоры и хроника	
Алдару Петровичу Горбунову 90 лет.	139
М.Ю. Москалевский. Конференция «Природные процессы в полярных регионах Земли в эпоху глобального потепления»	1/1

ISSN 2076-6734 (Print) ISSN 2412-3765 (Online) Лёд и Снег Том 58, № 1, 2018