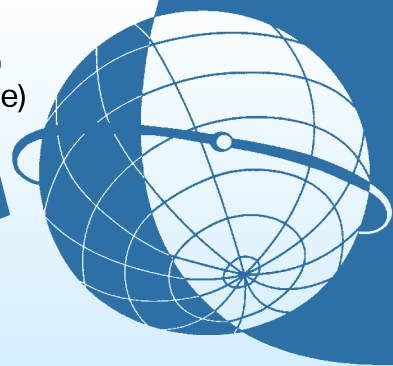


ISSN 2076-6734 (Print)
ISSN 2412-3765 (Online)



Лёд и Снег Ice and Snow



ТОМ **57**
№ **3**, 2017

Журнал продолжает основанное в 1961 г. периодическое издание
«Материалы гляциологических исследований»
Выходит 4 раза в год. ISSN 2076-6734 (Print), ISSN 2412-3765 (Online)
The journal continues the series
«Data of Glaciological Studies» established in 1961
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 геогр. наук В.Р. Алексеев, 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,
канд. геогр. наук В.Я. Липенков, д-р геогр. наук Ю.Я. Мачерет,
канд. геогр. наук А.А. Медведев, проф. Б. Мессерли (Швейцария),
д-р геогр. наук В.Н. Михаленко, д-р Ф. Наварро (Испания),
канд. геогр. наук Н.И. Осокин, д-р геогр. наук В.М. Плюснин,
канд. геогр. наук В.В. Попова, д-р Д. Райно (Франция),
д-р физ.-мат. наук А.Н. Саламатин,
акад. НАН Республики Казахстан И.В. Северский,
чл.-корр. РАН В.А. Семенов, канд. геогр. наук С.А. Сократов,
чл.-корр. РАН О.Н. Соломина (зам. главного редактора),
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:

V.R. Alexeev, 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. Kononov, V.Ya. Lipenkov,
Yu.Ya. Macheret, A.A. Medvedev, B. Messerli (Switzerland),
V.N. Mikhlenko, F. Navarro (Spain), N.I. Osokin, V.M. Plyusnin,
V.V. Popova, D. Raynaud (France), A.N. Salamatin, V.A. Semenov,
I.V. Seversky, S.A. Sokratov, O.N. Solomina (deputy of the Editor-in-Chief),
T. Vihma (Finland), N.A. Volodicheva, S.S. Zilitinkevich

В подготовке журнала к печати принимали участие:

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

Адрес редакции журнала «Лёд и Снег»:

117312 Москва,

ул. Вавилова, 37, Институт географии РАН.

Тел.: 8-(499) 124-73-82

khronika@mail.ru

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

At this site you can find an extended summary
and list of references in English for each published article

Фото на обложке: Ледяные сталактиты в Кунгурской пещере (Пермский край).
Январь 2016 г.
Фото С.Н. Волосевич.

Photo on the cover: Ice stalactites in the Kungur cave (Perm Region).
January 2016.
Photo by S. N. Volosevich.

© Российская академия наук, 2017
© Русское географическое общество, 2017
© Редколлегия журнала «Лёд и Снег» (составитель), 2017

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
INSTITUTE OF GEOGRAPHY

РУССКОЕ
ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО



RUSSIAN
GEOGRAPHICAL SOCIETY

Лёд и Снег

Том 57, № 3, 2017

Ice and Snow



МОСКВА НАУКА

MOSCOW NAUKA

2017

Contents

Glaciological studies of the Institute of Geography, RAS, on the Elbrus Mount in 2017 (<i>V.N. Mikhaleiko, S.S. Kutuzov, I.I. Lavrantiev, P.A. Toropov, A.A. Abramov, A.A. Polyukhov</i>)	292
---	-----

Glaciers and Ice Sheets

<i>V.N. Mikhaleiko, S.S. Kutuzov, A.A. Ekaykin, I.I. Lavrantiev, A.V. Kozachek, R.A. Chernov</i> . Isotopic composition of snow and ice on the glaciers of Novaya Zemlya	293
<i>D.A. Ganyushkin, K.V. Chistyakov, I.V. Volkov, D.V. Bantsev, E.P. Kunaeva, N.F. Kharlamova</i> . Modern data on glaciation of the northern slope of Tavan-Bogdo-Ola massif (Altai)	307
<i>A.N. Mandychiev, R.A. Usabaliev, E.A. Azisov</i> . Changes of the Abramov Glacier (Alay Ridge) from 1850 to 2014.	326
<i>M.M. Adamenko, Ya.M. Gutak, V.A. Antonova</i> . Climate change and the size of glaciers in the Kuznetsky Alatau Mountains between 1975 and 2015	334

Snow Cover and Avalanches

<i>D.V. Turkov, V.S. Sokratov, T.B. Titkova</i> . Evaluation of the snow storage in Western Siberia based on the land-surface model SPONSOR simulation using reanalysis data	343
<i>N.N. Voropay, V.K. Vlasov</i> . Characteristics of the snow cover distribution on the coast of Lake Baikal	355
<i>Yu.V. Efremov, A.V. Zimnitskiy</i> . Snow cover on the Lagonaky high plateau (Western Caucasus)	365
<i>T.V. Vshivtseva, R.A. Chernov</i> . Spatial distribution of snow cover and temperature in the upper layer of a polythermal glacier.	373

Sea, River and Lake Ice

<i>G.V. Alekseev, S.I. Kuzmina, N.I. Glok, A.E. Vyazilova, N.E. Ivanov, A.V. Smirnov</i> . Influence of the Atlantic on the warming and reduction of sea ice in the Arctic	381
--	-----

Palaeoglaciology

<i>A.A. Velichko, M.A. Faustova, V.V. Pisareva, N.V. Karpukhina</i> . History of the Scandinavian ice sheet and surrounding landscapes in the Valday Ice Age and the early Holocene	391
---	-----

Applied Problems

<i>I.A. Alekhina, A.L. Moskvina, A.A. Ekaykin, V.Ya. Lipenkov</i> . Phenol compounds in the borehole 5G, Vostok station, after the unlocking of the subglacial lake	417
---	-----

Express Information

<i>S.V. Popov, S.S. Pryakhin, D.P. Bliakharskii, G.V. Pryakhina, S.V. Tyurin</i> . Vast ice depression in Dalk Glacier, East Antarctica	427
---	-----

Содержание

Гляциологические исследования Института географии РАН на Эльбурсе в 2017 г. (<i>В.Н. Михаленко, С.С. Кутузов, И.И. Лаврентьев, П.А. Торопов, А.А. Абрамов, А.А. Полюхов</i>)	292
--	-----

Ледники и ледниковые покровы

<i>В.Н. Михаленко, С.С. Кутузов, А.А. Екайкин, И.И. Лаврентьев, А.В. Козачек, Р.А. Чернов.</i> Изотопный состав снега и льда на ледниках Новой Земли	293
<i>Д.А. Ганюшкин, К.В. Чистяков, И.В. Волков, Д.В. Банцев, Е.П. Кунаева, Н.Ф. Харламова.</i> Новейшие данные об оледенении северного склона массива Таван-Богдо-Ола (Алтай)	307
<i>А.Н. Мандычев, Р.А. Усубалиев, Э.А. Азисов.</i> Изменения ледника Абрамова (Алайский хребет) с 1850 по 2014 г.	326
<i>М.М. Адаменко, Я.М. Гутак, В.А. Антонова.</i> Изменение климата и размеров ледников в горах Кузнецкого Алатау в 1975–2015 гг.	334

Снежный покров и снежные лавины

<i>Д.В. Турков, В.С. Сократов, Т.Б. Титкова.</i> Определение снегозапасов Западной Сибири по расчётам на модели локального тепловлагообмена SPONSOR с использованием данных реанализа	343
<i>Н.Н. Воронин, В.К. Власов.</i> Особенности распределения снежного покрова на побережье озера Байкал	355
<i>Ю.В. Ефремов, А.В. Зимницкий.</i> Снежный покров на Лагонакском нагорье (Западный Кавказ)	365
<i>Т.В. Вишневца, Р.А. Чернов.</i> Пространственное распределение снежного покрова и поле температур в верхнем слое политермического ледника	373

Морские, речные и озёрные льды

<i>Г.В. Алексеев, С.И. Кузмина, Н.И. Глок, А.Е. Вязилова, Н. Е. Иванов, А.В. Смирнов.</i> Влияние Атлантики на потепление и сокращение морского ледяного покрова в Арктике	381
--	-----

Палеогляциология

<i>А.А. Величко, М.А. Фаустова, В.В. Писарева, Н.В. Карпухина.</i> История Скандинавского ледникового покрова и окружающих ландшафтов в валдайскую ледниковую эпоху и начале голоцена	391
---	-----

Прикладные проблемы

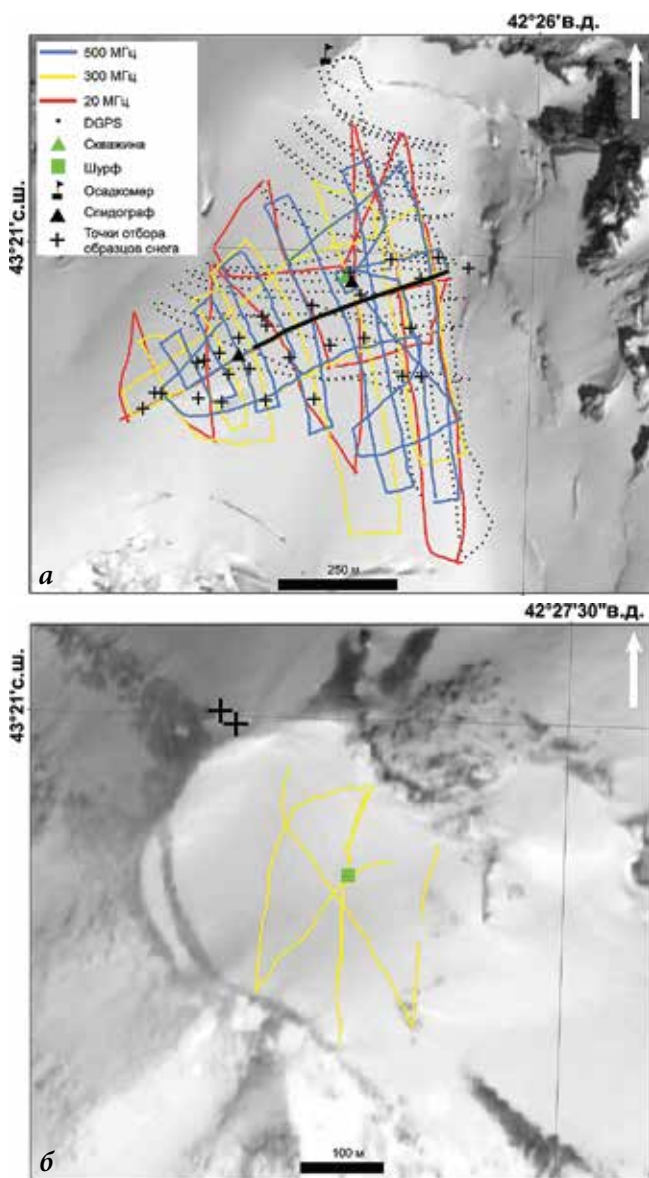
<i>И.А. Алехина, А.Л. Москвин, А.А. Екайкин, В.Я. Липенков.</i> Фенольные соединения в скважине 5Г на станции Восток после вскрытия подледникового озера	417
--	-----

Экспресс-информация

<i>S.V. Popov, S.S. Pryakhin, D.P. Bliakharskii, G.V. Pryakhina, S.V. Tyurin.</i> Vast ice depression in Dalk Glacier, East Antarctica	427
--	-----

Гляциологические исследования Института географии РАН на Эльбрусе в 2017 г. Glaciological studies of the Institute of Geography, RAS, on the Elbrus Mount in 2017

В конце июля и начале августа 2017 г. экспедиция Института географии РАН провела полевую подготовку к глубокому керновому бурению на Западном плато и на Восточной вершине Эльбруса, намеченному на 2018 г. Большой палеогеографический потенциал ледников привершинной области Эльбруса был установлен при исследовании первого керна, полученного ещё в 2009 г. (Mikhalenko et al., 2015).



Гляциологические исследования в привершинной области Эльбруса в 2017 г.:

а – Западное плато; б – Восточная вершина

Шесть исследователей и более тонны научного оборудования доставлены на Западное плато Эльбруса (5100 м) вертолётом. За время пребывания на плато выполнены керновое бурение до глубины 24 м, а также бурение с помощью микротермобура для определения плотности снежно-фирновой толщи с разрешением 1 мм. Ледниковые керны в замороженном виде доставлены в кернохранилище Института географии в Москве.

На ледниковом плато проведена радиолокационная съёмка георадаром частотой 20, 300 и 500 МГц, что позволит уточнить толщину льда и подлёдный рельеф, а также проследить изменчивость толщины отдельных слоёв внутри ледника и построить карту распределения сезонного снежного покрова на ледниковой поверхности. По профилям общей протяжённостью более 25 км выполнена подробная топографическая съёмка поверхности ледника. Полученные данные помогут создать модель растекания льда и выбрать точку глубокого кернового бурения в 2018 г.

Для измерения выпадающих осадков на высоте 5250 м установлен акустический осадкомер R2S-UMB. Это — самая высокая точка измерения осадков в Европе. Во время пребывания на Западном плато с помощью автоматической метеостанции DAVIS регистрировались температура воздуха, влажность, атмосферное давление, направление и скорость ветра. В 24-метровой скважине измерены температуры снежно-фирновой толщи. По всей поверхности плато отобраны образцы снега и фирна.

В кратере Восточной вершины Эльбруса на высоте 5600 м впервые выполнена детальная радиолокационная съёмка, отобраны образцы снега и фирна из шурфа глубиной 2,6 м, обследованы fumaroles на кромке кратера и взяты образцы мха для исследований ДНК.

Участники экспедиции благодарят заведующую кафедрой сейсмологии и геоакустики геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова д-ра физ.-мат. наук, профессора М.Л. Владова за предоставленное радиолокационное оборудование, а также пилотов Арсения Болдырева и Александра Давыдова компании «Хелиэкшн» за помощь в проведении работ на Эльбрусе. Исследования проводились в рамках проекта РНФ 17-17-01270.

References: Mikhalenko V., Sokratov S., Kutuzov S., Ginot P., Legrand M., Preunkert S., Lavrentiev I., Kozachek A., Ekaykin A., Faïn X., Lim S., Schotterer U., Lipenkov V., Toropov P. Investigation of a deep ice core from the Elbrus western plateau, the Caucasus, Russia // *The Cryosphere*. 2015. V. 9. P. 2253–2270. doi:10.5194/tc-9-2253-2015.

В.Н. Михаленко, С.С. Кутузов, И.И. Лаврентьев, П.А. Торопов, А.А. Абрамов, А.А. Полюхов

Ледники и ледниковые покровы

УДК 551.324.8

doi: 10.15356/2076-6734-2017-3-293-306

Изотопный состав снега и льда на ледниках Новой Земли

© 2017 г. В.Н. Михаленко^{1*}, С.С. Кутузов¹, А.А. Екайкин², И.И. Лаврентьев¹,
А.В. Козачек², Р.А. Чернов¹

¹Институт географии РАН, Москва, Россия;

²Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия

*mikhalenko@igras.ru

Isotopic composition of snow and ice on the glaciers of Novaya Zemlya

V.N. Mikhalenko^{1*}, S.S. Kutuzov¹, A.A. Ekaykin², I.I. Lavrantiev¹,
A.V. Kozachek², R.A. Chernov¹

¹Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia; ²Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

*mikhalenko@hotmail.com

Received December 21, 2016

Accepted April 18, 2017

Keywords: *Arctic, glaciers, Novaya Zemlya, stable isotopes.*

Summary

In 2015–2016 during the research expeditions of Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences the study of stable water isotopes (^{18}O and D) was conducted on glaciers of Novaya Zemlya. As a result, first data on isotopic composition of seasonal snow cover and glacial ice of different ages were obtained and its connection to recent climate change has been shown. The first studies of the isotopic composition of snow cover and glacial ice at Novaya Zemlya allowed determine the average values and the range of variability of $\delta^{18}\text{O}$ and δD . It shown that for the Northern ice cap glacial ice $\delta^{18}\text{O}$ vary within $-13.91 \div -15.83$ ‰ with an average value of -14.93 ‰ and $-103.95 \div -116.75$ ‰ for δD at -109.88 ‰ mean value. The maximum variations were recorded for summer snow samples (-8.35 ‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and -55.79 ‰ for δD), as well as for the horizon of superimposed ice (-20.67 ‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and -151.48 ‰ for δD) where isotopic composition has been inherited from winter precipitation. Insignificant differences in the coefficients of the meteoric water regression equation for precipitation on GNIP stations and glacial ice at Novaya Zemlya indicate similar conditions of air masses and precipitation formation both at GNIP station and on glaciers. Deuterium excess showed no seasonal fluctuations, and its values did not exceed 15 ‰, which shows that the proportion of continental precipitation of moisture is very low. Analysis of isotopic profiles obtained on the glaciers of Novaya Zemlya indicated the presence of significant melting. This applies not only to the modern shallow horizons, but also to the part of the glacial strata that formed in the highest part of the archipelago close to ice divide and came to the surface at the Serp i Molot Glacier tongue. Therefore, in terms of ice core palaeogeographic reconstructions the most interesting site is the highest part of the Northern ice cap where it is possible to assume the existence of colder horizons formed during the Little Ice Age and where the seasonal geochemical signal may be preserved.

Citation: Mikhalenko V.N., Kutuzov S.S., Ekaykin A.A., Lavrantiev I.I., Kozachek A.V., Chernov R.A. Isotopic composition of snow and ice on the glaciers of Novaya Zemlya. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2017, 57 (3): 293–306. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2017-3-293-306

Поступила 21 декабря 2016 г.

Принята к печати 18 апреля 2017 г.

Ключевые слова: *Арктика, изотопный состав, ледники, Новая Земля.*

В 2015–2016 гг. проводились исследования стабильных изотопов ^{18}O и D на ледниках Новой Земли. Установлены средние значения и диапазон изменчивости $\delta^{18}\text{O}$ и δD . Показано, что для Северного ледникового купола величины $\delta^{18}\text{O}$ в ледниковом льду варьируют в пределах $-13,91 \div -15,83$ ‰ при среднем значении $-14,93$ ‰. В изменениях эксцесса дейтерия не выявлено никаких сезонных колебаний, а его значения не превышают 15 ‰, что показывает крайне незначительную долю континентальной влаги в выпадающих осадках. Анализ изотопных профилей, полученных на ледниках Новой Земли, свидетельствует о значительном таянии.

Введение

Исследование стабильных изотопов (H_2^{16}O , HD^{16}O , H_2^{18}O , H_2^{17}O), входящих в состав атмосферной влаги, позволяет получить комплексную информацию о процессах гидрологического цикла и корректировать параметры моделей общей циркуляции атмосферы [1, 2]. Начало использования стабильных изотопов воды в палеогеографических исследованиях положено В. Дансгором в начале 1950-х годов, когда при измерении изотопного состава атмосферных осадков в Копенгагене он установил, что при прохождении холодного фронта содержание ^{18}O в осадках непрерывно уменьшается [3]. На основе этих наблюдений было высказано предположение, что изотопный состав погребённых осадков (снежно-фирново-ледяных отложений полярных ледников) может быть использован в качестве «палеотермометра». Эта гипотеза подтвердилась при измерении изотопного состава первого в мире глубокого ледникового керна, полученного на станции Кэмп Сенчури в Гренландии [4]. В настоящее время изотопный состав снега и льда ($\delta^{18}\text{O}$ и δD) служит базовым источником информации о происхождении и климатических условиях формирования атмосферных осадков, в частности, представляет собой основу для реконструкции палеотемператур при анализе ледниковых кернов [5, 6 и др.].

Данные о пространственном распределении изотопного состава атмосферных осадков получают в основном на метеостанциях, входящих в сеть GNIP (Global Network of Isotopes in Precipitation) [7]. На территории России эта сеть крайне разрежена и неоднородна [8–10]. В арктических районах, где станции GNIP вообще единичны, ледники служат единственным источником информации об изотопном составе осадков [11, 12 и др.]. Процессы формирования изотопного состава снега и льда достаточно хорошо изучены в Гренландии [11, 13, 14], на Шпицбергене [12, 15], Северной Земле [16, 17], Земле Франца-Иосифа [18]. На основе этих данных скоррелированы возрастные шкалы для ледниковых кернов, полученных в разных районах Арктики, и сделаны важные палеогеографические выводы [19].

На архипелаге Новая Земля до последнего времени выполнены лишь единичные измерения изотопного состава льда на языке ледни-

ка Шокальского и ледяных включений в многолетнемёрзлых породах [20]. Для внутренних районов ледникового покрова информация отсутствует. В 2015–2016 гг. в рамках экспедиционных исследований Института океанологии РАН проводились исследования стабильных изотопов (^{18}O и D) на ледниках Новой Земли. В результате впервые получены данные об изотопном составе как сезонного снежного покрова, так и ледникового льда разного возраста и показана их связь с современными климатическими изменениями.

Характеристика района и объектов исследования

Современное оледенение Новой Земли по площади и объёму льда — самое большое в Арктике после Гренландии. Общая площадь ледников Новой Земли, согласно данным Международного каталога ледников [21], составляет 22 127 км², в том числе площадь оледенения Северного острова равна 21 840 км². Эти данные получены на основе дешифрирования космических снимков 2000–2008 гг. Первые гляциологические исследования на Новой Земле проведены в рамках 2-го Международного полярного года (1932–1933 гг.) под руководством М.М. Ермолаева [22, 23]. Во время Международного геофизического года (МГГ) 1957–1959 гг. на архипелаге в Русской Гавани на леднике Шокальского и в ледораздельной части покрова работала гляциологическая экспедиция Института географии АН СССР [24]. В последние годы исследования ведутся в основном дистанционно и сфокусированы на изменениях площади и объёма ледников, а также на выявлении айсберговой опасности.

Работы 2015 и 2016 гг. проводились на Северном ледниковом куполе (2015 г.) и на языке выводного ледника Серп и Молот (2016 г.) (рис. 1). В северной части ледникового покрова Новой Земли находится Северный ледниковый купол, который вместе с выводным ледником Иностранцева (по данным космической съёмки Landsat 2016 г. и цифровой модели рельефа ArcticDEM [25]) образует единый комплекс площадью 2317 км² (см. рис. 1). *Северный ледниковый купол* — самостоятельное ледниковое образование площадью 1994 км², соединённое с остальным покровом ледником Иностранцева, состо-

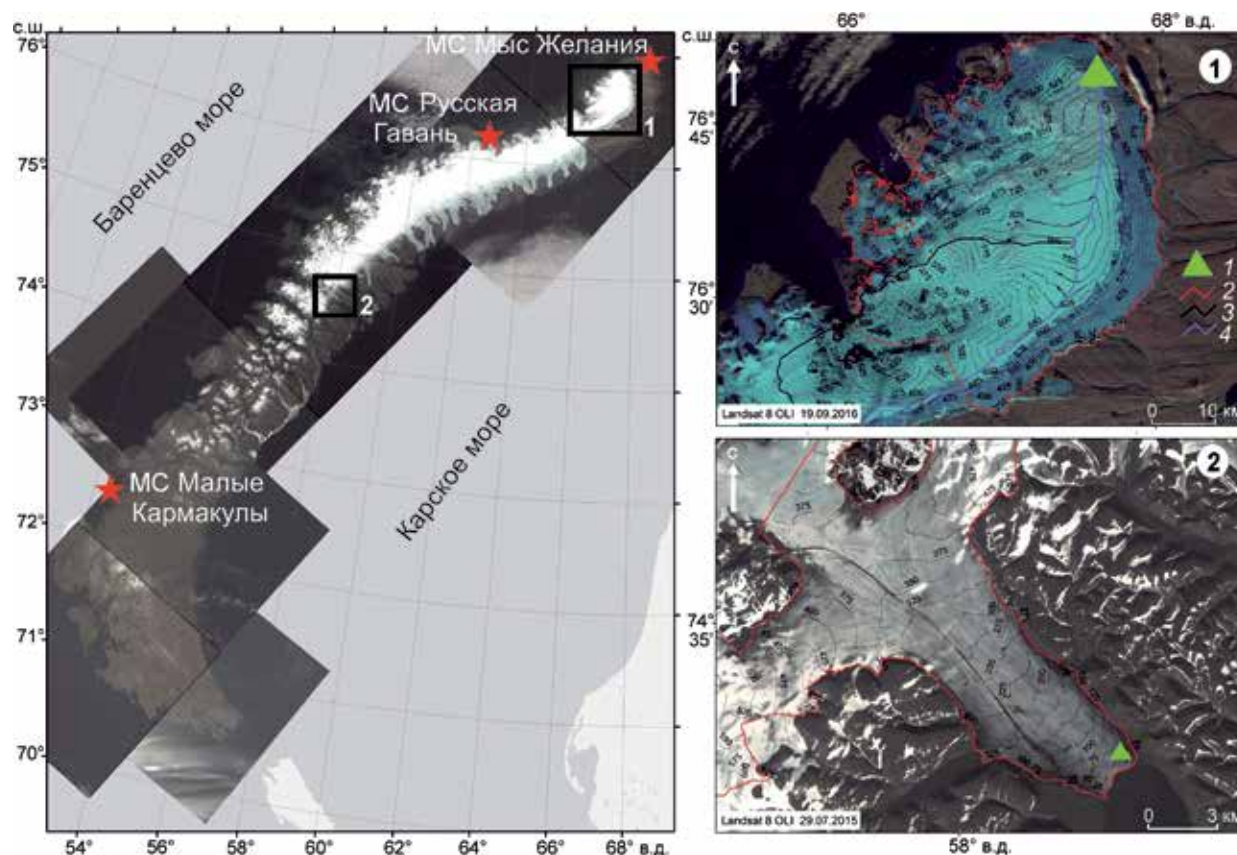


Рис. 1. Район исследований.

Во врезках показаны Северный ледниковый купол (1) и язык ледника Серп и Молот (2).

1 — точки отбора образцов (см. пояснения в тексте); 2 — границы ледников; 3 — ледосборный бассейн ледника Иностранцева; 4 — ледораздел между Баренцевоморской и Карской сторонами ледникового покрова

Fig. 1. Location map. Northern Ice Cap (1) and the tongue of Serp and Molot Glacier (2) are given in boxes. Northern Ice Cap:

1 — sampling sites; 2 — contours of the glaciers; 3 — contours of Inostrantsev Glacier; 4 — ice divide between Barents Sea and Kara Sea sides of the ice cap

ящим из шести ветвей, четыре из которых берут начало с ледораздельной части основного покрова, а две — с Северного ледникового купола. Гипсометрической границей, отделяющей Северный ледниковый купол от основного покрова, служит понижение поверхности в средней части верховьев одной из ветвей ледника Иностранцева, где ледораздел максимально смещён к Карской стороне острова (см. рис. 1). Центральная часть ледникового купола удалена от восточного Карского побережья на 30–40 км и представляет собой обширное плато, покрытое снегом и поднимающееся на 600–800 м над ур. моря.

Ледник Серп и Молот (№ 61 по Каталогу ледников СССР) [26]) находится в южной части ледникового покрова Новой Земли, на границе областей покровного и переходного типа

оледенения, и относится к бассейну Карского моря (см. рис. 1). Северная ветвь ледника берёт начало на ледоразделе ледникового покрова, южная — в верховьях сложного ледникового купола. Перепад высот ледниковой поверхности ледника Серп и Молот составляет около 900 м. Его язык образован тремя потоками льда, два из которых текут с севера, а один — с юго-запада. Он лежит в интервале высот 0–400 м и тянется на 20 км в направлении с северо-востока на юго-запад. Край ледника обрывается в Карское море фронтом шириной 2,1 км.

Климат. Для климата Европейской части Арктики характерны отчётливо выраженная сезонность, связанная с приходом солнечной радиации и адвекцией тепла из северной части Атлантического океана в район Баренцева моря [27–29], и

большая межгодовая изменчивость [30]. Новая Земля служит орографическим барьером для атлантических циклонов, движущихся в восточном направлении, поэтому количество осадков убывает с юга на север и с запада на восток [24]. О климатическом режиме Новой Земли можно судить на основании данных береговых метеорологических станций (МС) Малые Кармакулы ($72^{\circ}22'$ с.ш., $52^{\circ}42'$ в.д.; 1876–2016 гг.), Русская Гавань ($76^{\circ}11'$ с.ш., $62^{\circ}35'$ в.д.; 1933–1992 гг.) и Мыс Желания ($76^{\circ}57'$ с.ш., $68^{\circ}33'$ в.д.; 1931–2016 гг.) (рис. 2). Для сравнения на рис. 2 показаны данные по гидрометеорологической обсер-

ватории (ГМО) им. Э.Т. Кренкеля на о. Хейса на Земле Франца-Иосифа ($80^{\circ}37'$ с.ш., $58^{\circ}02'$ в.д.).

Данные по температуре воздуха и количеству атмосферных осадков отличаются крайней неоднородностью и содержат много пропусков. Особенно это касается сведений по осадкам. Недостоверность данных об атмосферных осадках в полярных районах хорошо известна. В первую очередь это связано с частыми сильными ветрами, особенно на Новой Земле, перераспределяющими выпадающий снег [24]. Другая проблема обусловлена методикой измерения. В 1930-е годы проводился массовый перенос станций на открытое место, репрезентативное для ряда параметров, но не для осадков. С 1953 г. на метеорологических станциях устанавливались осадкомеры Третьякова с ветровой защитой, после чего отмечалось надувание снега в осадкомер. Наконец, с 1966 г. поправка на смачивание стала вводиться непосредственно на станциях. После этого никаких изменений в методике измерений и обработки данных не было, поэтому ряды осадков с 1966 г. можно считать однородными. Вместе с тем представленные в базах данных [31] сведения крайне фрагментарны и не отражают действительной картины.

Согласно материалам Я. Зееберга и С. Формана [32], средняя годовая температура воздуха за период 1955–1998 гг. составляла: в Малых Кармакулах $-5,4^{\circ}\text{C}$, в Русской Гавани $-8,4^{\circ}\text{C}$, а на Мысе Желания $-10,3^{\circ}\text{C}$. В результате наблюдаемого в последние десятилетия потепления (рис. 3) эти значения выросли (за период 2000–2015 гг.) до $-3,4^{\circ}\text{C}$ в Малых Кармакулах и до $-7,1^{\circ}\text{C}$ на Мысе Желания. Количество атмосферных осадков в силу указанных причин может быть оценено весьма приблизительно и составляет для периода 1955–1998 гг. на МС Малые Кармакулы 396 мм, Русская Гавань 329 мм и Мыс Желания 283 мм [32]. Для периода 1966–2015 гг. в Малых Кармакулах эта величина составила 355 мм. На ледоразделе (около 760 м над ур. моря) среднее годовое количество осадков возрастает до 800 мм [24].

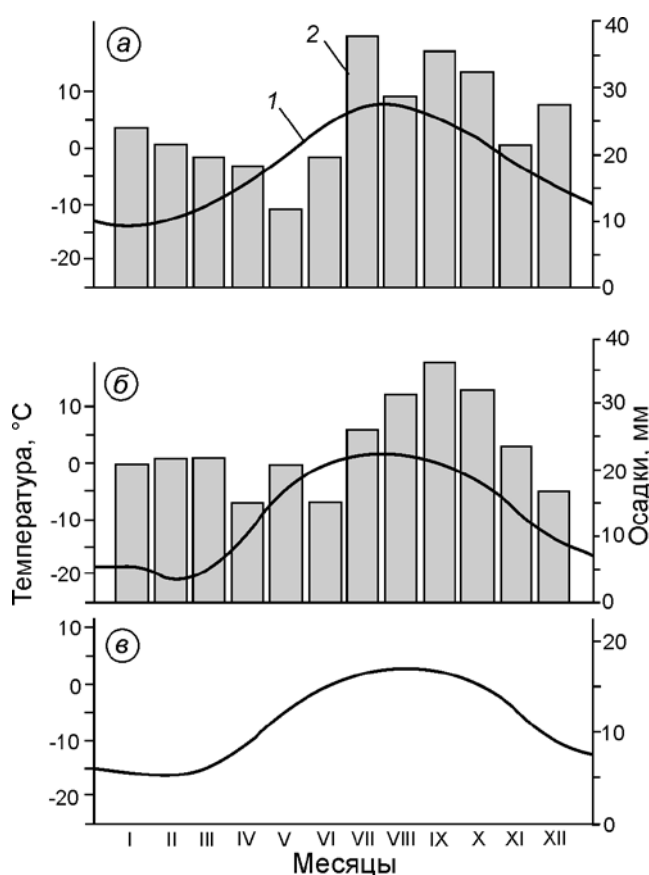


Рис. 2. Внутригодовое распределение температуры воздуха (1) и атмосферных осадков (2) на метеостанциях Малые Кармакулы (а), Мыс Желания (в) и на гидрометеорологической обсерватории имени Э.Т. Кренкеля (б). Данные по осадкам на метеостанции Мыс Желания крайне ненадёжны; географические координаты станций приведены в тексте

Fig. 2. Mean monthly air temperature (1) and precipitation (2) at the Malye Karmakuly (a), Cape Zhelaniya (v), and Krenkel (b) meteorological stations.

Precipitation data for Cape Zhelaniya station is extremely unreliable; geographical coordinates for the stations are given in the text

Методы исследования и полученные данные

В сентябре 2015 г. на склоне Северного ледникового купола Новой Земли пробурено три неглубокие скважины, из которых был отобран керн [33] (табл. 1). Первая скважина (скв. 1) на-

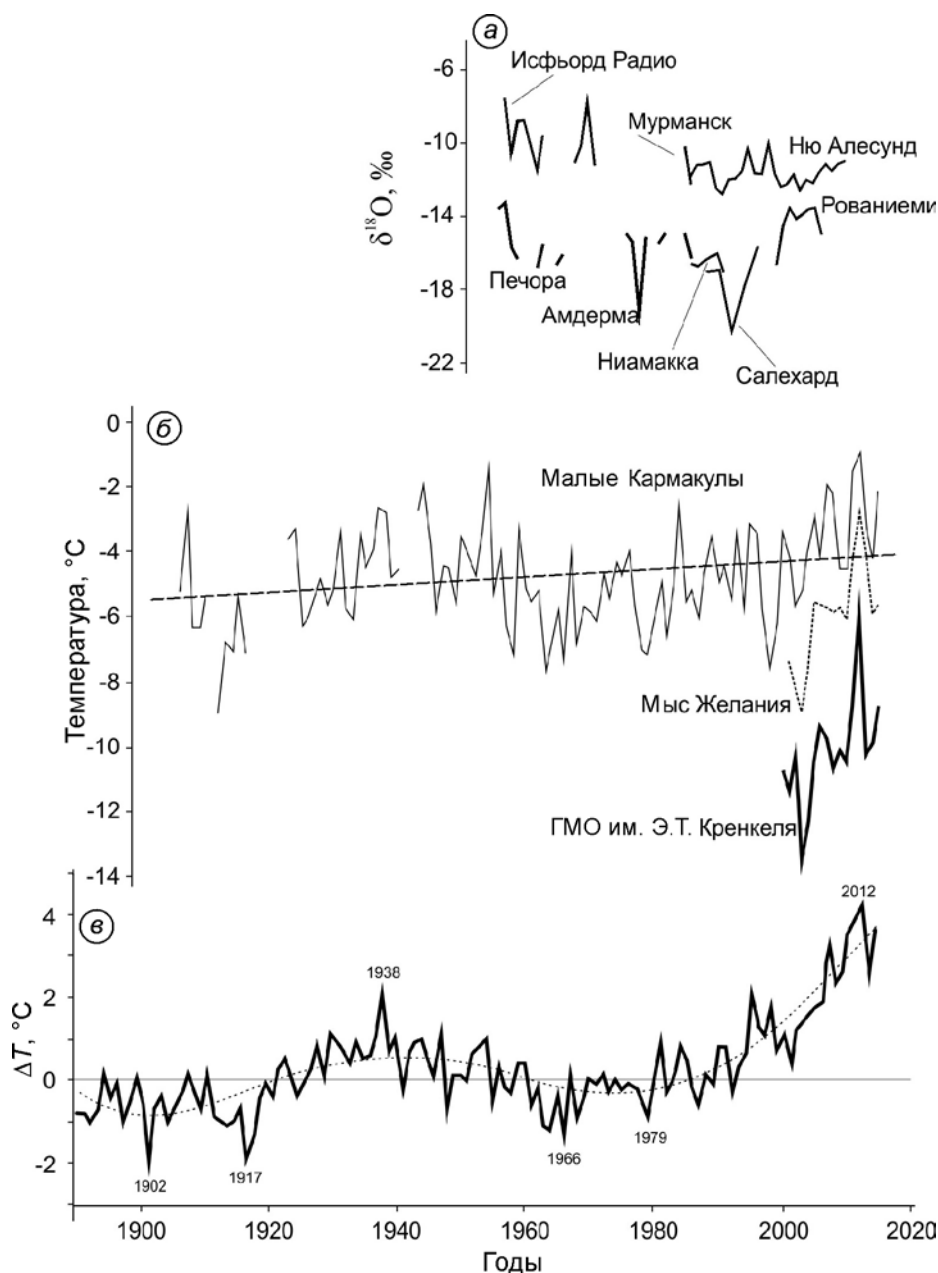


Рис. 3. Изменение изотопного состава $\delta^{18}\text{O}$ на станциях сети GNIP в районе исследования (а); средняя годовая температура воздуха на станциях Малые Кармакулы, Мыс Желания и гидрометеорологической обсерватории им. Кренкеля (б) и средние годовые аномалии температуры воздуха (°C) в широтном поясе 70–80° с.ш. (1891–2014 гг.) (в). По [26].

Линия тренда показана для метеостанции Малые Кармакулы; координаты станций GNIP приведены в табл. 1

Fig. 3. Stable water ($\delta^{18}\text{O}$) isotopic composition at the GNIP stations in Arctic (a), mean annual air temperature at the Malye Karmakuly, Cape Zhelaniya, and Krenkel meteorological stations (b), and anomalies of mean summer temperature with deviations from the mean 1961–1990 value (c) in the 70–80° N latitude belt for 1891–2014 (after [26]). Air temperature trend line is shown for Malye Karmakuly station. List of GNIP stations is given in Table 1

ходила в области аккумуляции в фирново-ледяной зоне льдообразования. Вскрытый разрез в верхней части представлен слоем нестывшего сезонного снежного покрова. Ниже распо-

ложены слои инфильтрационного льда. Вторая скважина (скв. 2) пробурена в зоне ледяного питания, третья (скв. 3) — в верхней части области абляции. Стратиграфическое описание разре-

Таблица 1. Данные о кернах льда и точках отбора образцов, используемых в настоящей работе (жирным шрифтом выделены средние значения изотопного состава)*

Район работ	Координаты, градусы	Высота, м	Глубина скважины, м	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	δD , ‰	Источник
Купол Лунный, о. Земля Александры, Земля Франца-Иосифа	С.ш. 80,650000 В.д. 46,816667	375	24	–14,3 –12,1 ÷ –17,2	–	[12]
О. Галля, Земля Франца-Иосифа	С.ш. 80,383333 В.д. 57,916667	350	18	–15,7 –12,9 ÷ –18,8		
Купол Ветренный, о. Грээм-Белл, Земля Франца-Иосифа	С.ш. 80,783333 В.д. 63,533333	509	24	–17,2 –13,4 ÷ –22,6		
Северный ледниковый купол, Новая Земля:						Настоящая работа
скв. 1	С.ш. 76,834450 В.д. 67,579350	535	2,3	–11,36 –8,35 ÷ –12,28	–80,4 –55,8 ÷ –87,2	
скв. 2	С.ш. 76,852183 В.д. 67,659317°	437	5,35	–16,27 –13,10 ÷ –20,67	–119,57 –95,83 ÷ –151,48	
скв. 3	С.ш. 76,51,434 В.д. 67,659317	386	1,90	–14,93 –13,91 ÷ –15,83	–109,87 –103,95 ÷ –116,75	
Ледник Серп и Молот, Новая Земля	С.ш. 74,935583 В.д. 58,368717	48	15	–16,66 –15,51 ÷ –17,78	–121,28 –113,08 ÷ –129,56	[11]
Купол Академии наук, Северная Земля	С.ш. 80,516667 В.д. 94,816667	760	724	–20,2 –16,8 ÷ –24,7	–	
Баренцбург, Шпицберген	С.ш. 78,065041 В.д. 14,214635	70–360	–	–7,5 ÷ –17,2	–53,4 ÷ –130,8	[10]

*Прочерки означают, что в цитируемых статьях эти данные не приведены.

зов и их физические свойства приведены в работе [33] и в генерализованном виде представлены на рис. 4. Из керна на месте бурения отобраны образцы с шагом 0,1 м для изотопного анализа, которые помещали в полиэтиленовые пакеты и растапливали при комнатной температуре.

10 августа 2016 г. в северной части языка ледника Серп и Молот из стенки 15-метровой вертикальной трещины отобрано 58 образцов для определения $\delta^{18}\text{O}$ и δD в ледниковом льду. Трещина расположена вблизи левого борта, в 300 м от края ледника, и простирается в юго-восточном направлении (см. рис. 1). В интервале глубин 0–5 м от поверхности образцы льда отбирались с шагом 0,2 м, а на глубинах 5–8 м — с шагом 0,1 м.

Перед лабораторной обработкой образцы со всех ледников хранились в замороженном состоянии и растапливались непосредственно перед началом анализов. Анализ на содержание стабильных изотопов ^{18}O и D выполнялся на лазерном анализаторе изотопного состава Picarro L-2120i в Лаборатории изменений климата и окружающей среды (ЛИКОС) Арктического и Антарктического научно-исследовательского

института (ААНИИ). Каждый образец анализировался один раз, через каждые пять измерений определяли внутренний стандарт лаборатории, близкий по изотопному составу к значениям исследуемых образцов. Некоторые случайно выбранные образцы (10% общего числа) анализировали дважды для контроля качества измерений. Воспроизводимость результатов составила 0,06 ‰ для $\delta^{18}\text{O}$ и 0,30 ‰ для δD . Всего проанализировано 122 образца.

Результаты и обсуждение

Средние значения и диапазон изменчивости изотопного состава снега, фирна и льда из кернов представлены в табл. 1. Распределение изотопного состава по глубине показано на рис. 4. Все три керна отобраны вдоль одного профиля на поверхности Северного ледникового купола [33]. Первый из них (скв. 1) представлен нестаявшим остатком сезонного снежного покрова со средним значением $\delta^{18}\text{O}$, равным –11,36 ‰. Второй керн (скв. 2) получен из зоны наложенного льда в

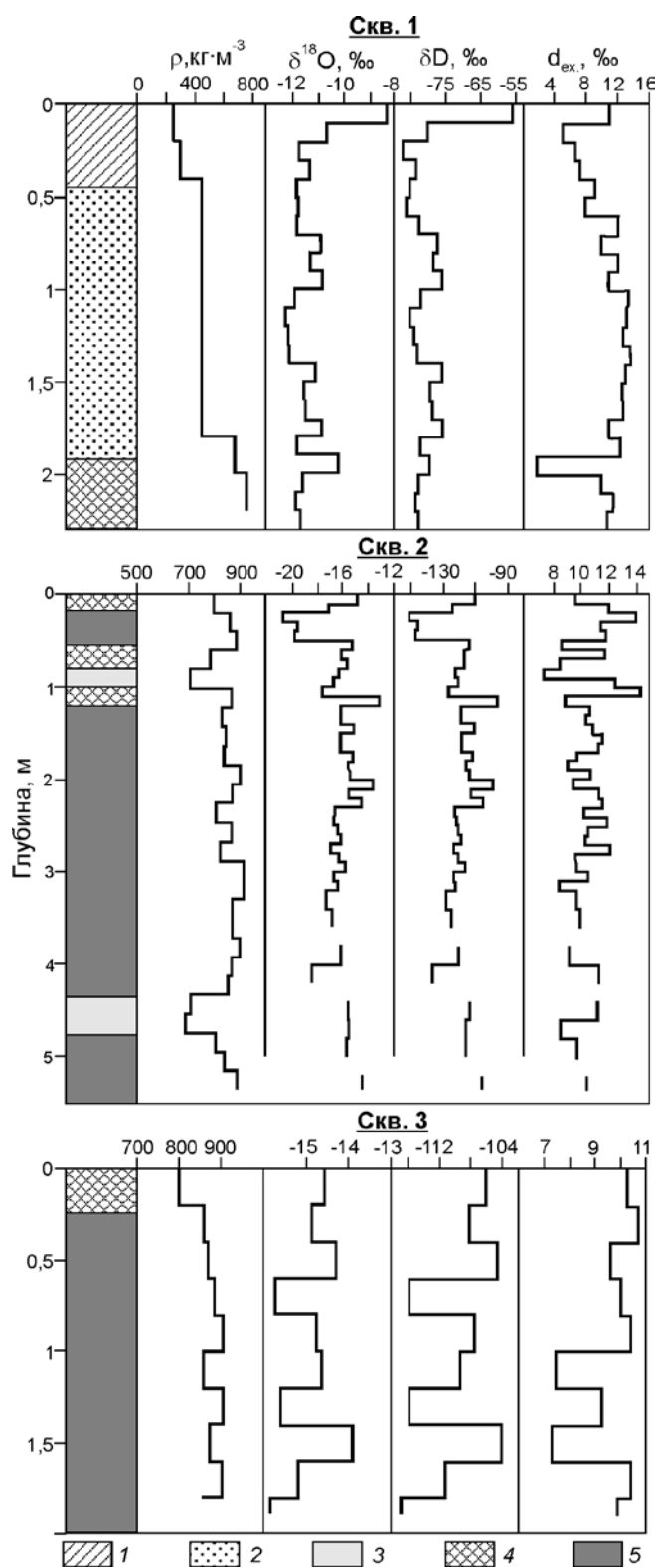


Рис. 4. Стратиграфическое строение (левая колонка), плотность ρ , содержание $\delta^{18}\text{O}$, δD и дейтериевого эксцесса d_{ex} в снежно-фирновых ядрах, полученных на Северном ледниковом куполе Новой Земли в 2015 г. в скв. 1, 2 и 3:

1 – метелевый снег; 2 – фирнизованный снег; 3 – фирн; 4 – инфильтрационно-конжеляционный (наложенный) лёд; 5 – инфильтрационный лёд

Fig. 4. Ice core stratigraphy (left column), density ρ , stable isotopic ($\delta^{18}\text{O}$ and δD) content, and deuterium excess d_{ex} for the ice cores 1, 2, and 3 from Northern Ice Cap of Novaya Zemlya in 2015:

1 – fresh snow; 2 – firn snow; 3 – firn; 4 – infiltration-congelation (superimposed) ice; 5 – infiltration ice

непосредственной близости от снеговой границы. Средняя величина $\delta^{18}\text{O}$ составила $-16,27\text{‰}$. Третий ядро (скв. 3) представлен ледниковым льдом. Для верхних двух метров льда из области абляции

Северного ледникового купола среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ составляет $-14,93\text{‰}$.

На рис. 5 профиль 1 (нестаявший остаток сезонного снега) имеет более тяжёлый изотопный

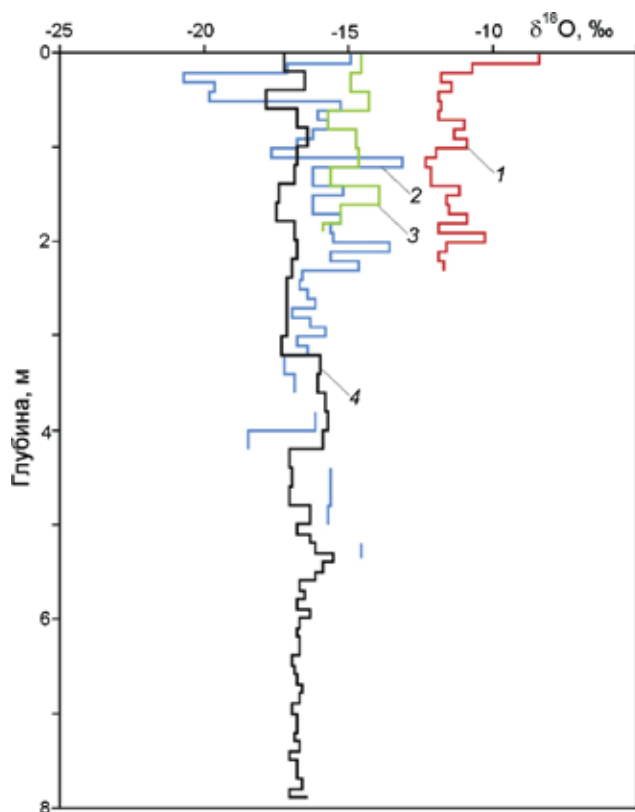


Рис. 5. Содержание $\delta^{18}\text{O}$ в кернах из скв. 1 (1), 2 (2), 3 (3), пробуренных на Северном ледниковом куполе, и из вертикальной стенки трещины на языке ледника Серп и Молот (4).

Координаты точек отбора образцов приведены в табл. 1

Fig. 5. Stable water isotopic composition ($\delta^{18}\text{O}$) in the ice cores 1 (1), 2 (2), and 3 (3) from Northern Ice Cap and in the ice samples collected from vertical wall of the crevasse in Serp and Molot Glacier tongue (4).

Characteristics of the sampling sites are given in Table 1

состав по сравнению с ледниковым льдом. Верхний горизонт представляет собой слой свежеевыпавшего снега, сформировавшийся из осадков, выпавших на поверхность ледника в начале сентября. Многочисленные осцилляции изотопного состава во вскрытой снежной толще свидетельствуют о значительном таянии и инфильтрации талых вод, что приводит к гомогенизации изотопного профиля. Отдельные пики на этом профиле связаны с унаследованной стратиграфией снежной толщи и режимом снеготаяния, когда при продвижении фронта таяния вниз по разрезу происходят вторичное замерзание воды и формирование прослоев инфильтрационного льда. При этом все различия в изотопном составе снега постепенно сглаживаются.

В 300 м ниже по леднику получен керн льда в инфильтрационно-конжеляционной зоне льдообразования (зоне наложенного льда), где на поверхность выходят слои, представленные талой водой, вторично замёрзшей в слоях сезонного снега. Этот керн представлен льдом, сформировавшимся в области питания ледника и вышедшим на поверхность в результате движения льда и абляции. Изотопно-кислородный профиль льда из данной скважины (профиль 2 – голубая линия на рис. 5) сдвинут относительно нестывающего остатка сезонного снежного покрова (профиль 1 на рис. 5). Верхняя часть этого керна сформировалась в результате повторного замерзания изотопически более лёгкого зимнего снега. Ниже по разрезу мы наблюдаем постепенное снижение амплитуды колебаний изотопного состава льда, что указывает на интенсивное таяние и гомогенизацию снежно-фирновой толщи. Об этом же свидетельствуют данные из скв. 3 (профиль 3 на рис. 5).

Изотопный профиль 4 на рис. 5 отражает результаты исследования образцов льда из стенки трещины на языке ледника Серп и Молот, расположенного на 220 км южнее Северного ледникового купола. Среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ для 8-метровой толщи льда составило $-16,66\text{‰}$ при незначительных вариациях в пределах $-15,51 \div -17,78\text{‰}$. Значительная гомогенизация изотопного профиля свидетельствует о достаточно тёплых условиях (с большим количеством талой воды) летнего периода в районе ледораздела, где сформировались слои льда, вышедшие на поверхность на языке ледника. Сравнивая изотопные профили этих двух ледников, мы не наблюдаем существенных различий в изотопном составе современных горизонтов и слоёв, сформировавшихся в более ранний период. В настоящее время можно лишь косвенно судить о возрасте этих горизонтов, который пропорционален величине аккумуляции, толщине льда и скорости его течения. Из опубликованных данных [3, 4] известно, что во время глобальных похолоданий изотопный состав ледникового льда характеризовался более лёгкими значениями, а переход от ледникового к межледниковьям сопровождался резким сдвигом изотопного сигнала, чего не наблюдается в исследованных изотопных профилях с Новой Земли. Данные горизонты были сформированы в относительно тёплых условиях голоцена.

Значительный сдвиг в изотопном составе сезонного снега в сторону «более тёплых» условий может быть свидетельством формирования современных осадков в более тёплых условиях. Для проверки этой гипотезы мы проанализировали данные многолетней изменчивости изотопного состава атмосферных осадков, полученные на станциях GNIP [5]. Однако на рис. 3, а видно, что никакого тренда утяжеления изотопного состава осадков не наблюдается, а представленный профиль 1 на рис. 5 отражает процесс гомогенизации изотопных данных. При таянии верхних горизонтов, состоящих из летнего изотопно более тяжёлого снега, инфильтрующаяся вода на 50% заполняет поры в нижележащих слоях снега с более лёгким изотопным составом, о чём говорит профиль плотности на рис. 4 (скв. 1). В результате средние значения $\delta^{18}\text{O}$ выравниваются. На профиле из скв. 2 (см. рис. 4, 5), расположенной

выше по течению ледника, где разрез формировался в течение нескольких лет, а не одного сезона, как в случае снежной толщи, наблюдается уже более гомогенизированный и осреднённый профиль. А на леднике Серп и Молот это уже полностью гомогенизированный профиль, отражающий средний изотопный состав атмосферных осадков, выпадавших на поверхность ледника.

Совместный анализ изотопного состава кислорода ^{18}O и водорода D, входящих в состав молекул воды, позволяет получить дополнительную информацию об атмосферных осадках. В глобальном масштабе при равновесных условиях формирования осадков соотношение этих двух изотопов имеет следующий вид: $\delta\text{D} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$ и названо Х. Крэйгом [34] *глобальным уравнением метеорных вод*. Для Новой Земли информация о связи $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$ отсутствует полностью. На рис. 6 приведены данные об изотопном составе

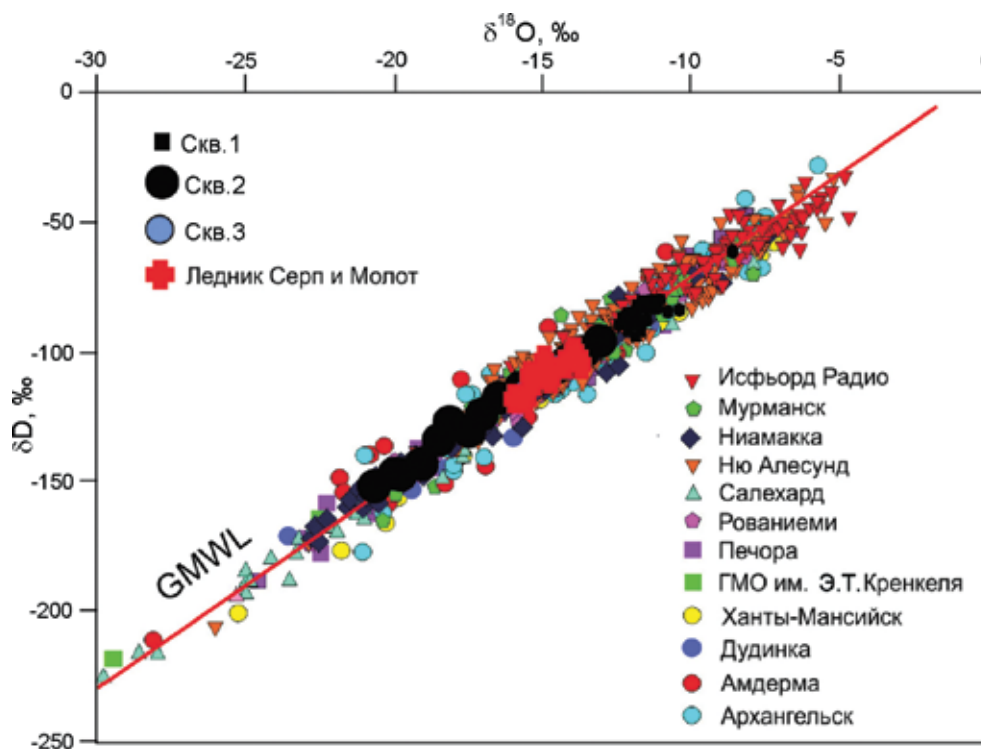


Рис. 6. Линии метеорных вод для станций GNIP (координаты станций приведены в табл. 2) и для образцов с ледников Новой Земли — скважин Северного ледникового купола и ледника Серп и Молот.

Координаты точек отбора образцов и статистические характеристики связей $\delta^{18}\text{O}-\delta\text{D}$ приведены в табл. 2. Глобальная линия метеорных вод (GMWL) показана красной линией

Fig. 6. Meteoric water lines for GNIP stations (listed at the right section of the figure) and sampling sites from Novaya Zemlya glaciers: ice cores from Northern Ice Cap and vertical wall of the crevasse in Serp and Molot Glacier tongue (listed on the left).

Characteristics of the sampling sites and statistical data of $\delta^{18}\text{O}-\delta\text{D}$ relationship are given in Table 2. Global meteoric water line (GMWL) is shown as a red line

Таблица 2. Соотношение $\delta D - \delta^{18}O$ на станциях GNIP и в точках отбора образцов на Новой Земле

Станция (в скобках дан GNIP-код)	Координаты, градусы	Высота, м	Период наблюдений, годы	$\delta D = a\delta^{18}O + b$	R^2
<i>Норвегия</i>					
Исфьорд Радио (100500)	С.ш. 78,070000 В.д. 13,630000	6	1960–1976	$y = 6,46x - 5,98$	0,91
Ню Алесунд (0100400)	С.ш. 78,916667 В.д. 11,933333	7	1990–2014	$y = 7,26x + 0,74$	0,92
<i>Швеция</i>					
Ниамакка (0206000)	С.ш. 68,683333 В.д. 21,530000	403	1990–1995	$y = 7,61x + 2,58$	0,97
<i>Финляндия</i>					
Рованиemi (0284500)	С.ш. 66,496944 В.д. 25,755278	107	2003–2010	$y = 7,66x + 4,60$	0,98
<i>Россия</i>					
Мурманск (2211300)	С.ш. 68,966667 В.д. 33,050000	46	1980–1990	$y = 7,78x + 5,77$	0,92
ГМО им. Кренкеля (2004600)	С.ш. 80,6166675 В.д. 8,050000	20	1990	$y = 7,63x + 8,16$	0,99
Амдерма (2302200)	С.ш. 69,7666676 В.д. 1,683333	53	1980–1990	$y = 7,64x + 7,35$	0,91
Дудинка (2307400)	С.ш. 69,4075008 В.д. 6,180556	66	1973–1990	$y = 6,98x - 12,23$	0,95
Ханты-Мансийск (2393300)	С.ш. 60,9666676 В.д. 9,066667	40	1996–2000	$y = 7,98x - 0,02$	0,99
Печора (2341800)	С.ш. 65,1166675 В.д. 7,100000	56	1980–1990	$y = 7,89x + 8,14$	0,97
Салехард (2333000)	С.ш. 66,5333336 В.д. 6,666667	16	1973–2000	$y = 7,86x + 1,21$	0,99
Архангельск (2255000)	С.ш. 64,5800004 В.д. 0,500000	13	1969–1990	$y = 7,96x + 6,43$	0,92
Северный ледниковый купол Новой Земли:					
скв. 1	С.ш. 76,8521836 В.д. 7,579350	35	2015	$y = 6,78x - 3,36$	0,81
скв. 2	С.ш. 76,8521836 В.д. 7,659317	437	2015	$y = 7,48x + 1,98$	0,99
скв. 3	С.ш. 76,51434 В.д. 67,659317	386	2015	$y = 7,17x - 2,78$	0,95
Ледник Серп и Молот, Новая Земля	С.ш. 74,935583 В.д. 58,368717	48	2016	$y = 7,01x - 4,45$	0,97

атмосферных осадков на станциях GNIP в арктических районах Северной Атлантики, расположенных в сходных климатических условиях. Все они лежат вблизи глобальной линии метеорных вод, что указывает на равновесные условия формирования осадков. Здесь же показаны данные по изотопному составу на ледниках Новой Земли (табл. 2). Их положение на линии метеорных вод также указывает на равновесные условия формирования осадков и малую роль постде-

позиционных процессов при льдообразовании. Незначительные отличия коэффициентов регрессии в уравнении метеорных вод для осадков на станциях GNIP и в ледниковом льду на Новой Земле свидетельствуют о схожих условиях формирования воздушных масс, приносящих осадки на станции GNIP и на ледники. В изменениях эксцесса дейтерия ($d = \delta D - 8\delta^{18}O$) [35] не установлено никаких сезонных колебаний, а его значения не превышают 15 ‰, что указывает на

крайне незначительную долю континентальной влаги в выпадающих осадках.

Помимо станций GNIP, данные об изотопном составе снега и льда получены при исследованиях на архипелагах Шпицберген, Земля Франца-Иосифа и Северная Земля (см. табл. 1). Сравнение этих данных с результатами, полученными нами на Новой Земле, показывает, что наилучшая сохранность изотопных профилей наблюдается в ледниковой толще самых высоких куполов Земли Франца-Иосифа и Северной Земли. В современных условиях на Новой Земле в результате значительного таяния первоначальный изотопный состав атмосферных осадков к концу сезона абляции сильно усредняется, а в течение нескольких лет практически полностью гомогенизирует.

Заключение

Исследования изотопного состава снежно-покрова и ледникового льда на Новой Земле показали, что абсолютные значения и диапазон изменчивости $\delta^{18}\text{O}$ и δD характерны для географического положения архипелага. Анализ изотопных профилей для ледников Новой Земли свидетельствует о наличии значительного таяния. Это относится не только к современным приповерхностным горизонтам снега, но и к той части ледниковой толщи, которая сформировалась в самой высокой части архипелага в районе ледораздела и вышла на поверхность на конце языка ледника Серп и Молот. Поэтому с палеогеографической точки зрения наибольший интерес может иметь вершинная часть Северного ледникового купола, где вероятно наличие холодных горизонтов, отложенных во время малого ледникового периода, в которых присутствует изотопно-геохимическая стратификация. Срав-

нение изотопного состава сезонного снега, ледникового льда и атмосферных осадков на станциях GNIP показало, что различие в значениях $\delta^{18}\text{O}$ и δD не связано с потеплением климата, а представляет собой последовательную гомогенизацию изотопных профилей в результате последовательного стаивания летних (изотопно более тяжёлых) слоёв снега и замерзания образовавшейся талой воды в толще изотопно более лёгкого зимнего снега. Несколько последовательных циклов данного процесса в течение ряда лет ведут к почти полному сглаживанию изначального изотопного сигнала, присутствовавшего в атмосферных осадках в момент их выпадения на поверхность ледников.

Благодарности. Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ-14-17-00764. Р.А. Чернов проводил исследования гидротермического режима ледников Новой Земли в соответствии с Государственной программой фундаментальных научных исследований (ГП 14) по теме «Оценки современного состояния и текущих изменений внутреннего гидротермического режима ледников, с выделением данных по эталонным ледникам» (0148-2014-0006). При написании данной работы использованы неопубликованные метеорологические данные, любезно предоставленные Е.А. Александровым (ААНИИ).

Acknowledgments. This work was supported by the RNF grant 14-17-00764. R.A. Chernov conducted research on the hydrothermal regime of the glaciers of Novaya Zemlya in accordance with the State program of fundamental scientific research (GP 14) «Estimates of the current state and current changes in the internal hydrothermal regime of glaciers, with data on reference glaciers» (0148-2014-0006). Unpublished meteorological data were used in writing this work, courtesy of E.A. Alexandrov (AARI).

Литература

1. Yoshimura K., Miyoshi T., Kanamitsu M. Observation system simulation experiments using water vapor isotope information // Journ. of Geophys. Research. Atmosphere. 2014. V. 119. P. 7842–7862. doi: 10.1002/2014JD021662.
2. Gryazin V., Risi C., Jouzel J., Kurita N., Worden J., Frankenberg C., Bastikov V., Gribanov K., Stukova O. To what

References

1. Yoshimura K., Miyoshi T., Kanamitsu M. Observation system simulation experiments using water vapor isotope information. Journ. of Geophys. Research. Atmosphere. 2014, 119: 7842–7862. doi: 10.1002/2014JD021662.
2. Gryazin V., Risi C., Jouzel J., Kurita N., Worden J., Frankenberg C., Bastikov V., Gribanov K., Stukova O. To

- extent could water isotopic measurements help us understand model biases in the water cycle over Western Siberia // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2014. V. 14. P. 9807–9830. doi: 10.5194/acp-14-9807-2014.
3. *Екайкин А.А.* Стабильные изотопы воды в гляциологии и палеогеографии. СПб.: изд. ААНИИ, 2016. 63 с.
 4. *Dansgaard W., Johnsen S.J., Møller J., Langway C.C.* One thousand centuries of climatic record from Camp Century on the Greenland ice sheet // *Science*. 1969. V. 166 (3903). P. 377–380.
 5. *Masson-Delmotte V., Dreyfus G., Braconnot P., Johnsen S., Jouzel J., Kageyama M., Landias A., Loutre M.-F., Nouet J., Parrenin F., Raynaud D., Stenni B., Tüentner E.* Past temperature reconstructions from deep ice cores: relevance for future climate change // *Climate of the Past*. 2006. V. 2. P. 145–165. doi: 10.5194/cp-2-145-2006.
 6. *Екайкин А.А., Lipenkov V.Ya.* Formation of the ice core isotopic composition // *Physics of Ice Core Records II* / Ed. by T. Hondoh. Low Temperature Science Suppl. Issue. 2009. V. 68. P. 299–314.
 7. Электронный ресурс: http://www-naweb.iaea.org/napc/ih/IHS_resources_gnip.html
 8. *Брезгунов В.С., Есиков А.Д., Ферронский В.И., Сальнова Л.В.* Пространственно-временные вариации изотопного состава кислорода атмосферных осадков и речных вод на территории северной части Евразии их связь с использованием температуры // *Водные ресурсы*. 1998. Т. 25. № 1. С. 73–84.
 9. *Ферронский В.И., Поляков В.А.* Изотопия гидросферы Земли. М.: Научный мир, 2009. 632 с.
 10. *Малыгина Н.С., Эйрих А.Н., Курепина Н.Ю., Папина Т.С.* Изотопный состав зимних атмосферных осадков и снежного покрова в переходной зоне Алтая // *Лёд и Снег*. 2017. Т. 57. № 1. С. 57–68. doi: 10.15356/2076-6734-2017-1-57-68.
 11. *Steen-Larsen H.C., Johnsen S.J., Masson-Delmotte V., Stenni B., Risi C., Sodemann H., Baslev-Clausen D., Blunier T., Dahl-Jensen D., Ellehøj M.D., Falourd S., Grindsted A., Gkinis V., Jouzel J., Popp T., Sheldon S., Simonsen S.B., Sjolte J., Steffensen J.P., Sperlich P., Sveinbjörnsdóttir A.E., Vinther B.M., White J.W.C.* Continuous monitoring of summer surface water vapor isotopic composition above the Greenland Ice Sheet // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2013. V. 13. P. 4815–4828. doi: 10.5194/acp-13-4815-2013.
 12. *Николаев В.И., Осокин Н.И., Зазовская Э.П.* Формирование изотопного состава снега на ледниках Арктики (на примере Шпицбергена и Северной Земли) // *Лёд и Снег*. 2014. Т. 54. № 1. С. 61–65. doi: 10.15356/2076-6734-2014-1-61-65.
 13. *Kobashi T., Kawamura K., Severinghaus J.P., Barnola J.M., Nakaegawa T., Vinther B.M., Johnsen S.J., Box J.E.* High variability of Greenland surface temperature over the past 4000 years estimated from trapped
 - what extent could water isotopic measurements help us understand model biases in the water cycle over Western Siberia. *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2014, 14: 9807–9830. doi: 10.5194/acp-14-9807-2014.
 3. *Ekaykin A.A.* *Stabil'nye izotopy vody v glyatsiologii i paleogeografii*. Stable water isotopes in glaciology and paleogeography. St. Petersburg, AARI, 2016. 63 p. [In Russian].
 4. *Dansgaard W., Johnsen S.J., Møller J., Langway C.C.* One thousand centuries of climatic record from Camp Century on the Greenland ice sheet. *Science*. 1969, 166 (3903): 377–380.
 5. *Masson-Delmotte V., Dreyfus G., Braconnot P., Johnsen S., Jouzel J., Kageyama M., Landias A., Loutre M.-F., Nouet J., Parrenin F., Raynaud D., Stenni B., Tüentner E.* Past temperature reconstructions from deep ice cores: relevance for future climate change. *Climate of the Past*. 2006, 2: 145–165. doi: 10.5194/cp-2-145-2006.
 6. *Ekaykin A.A., Lipenkov V.Ya.* Formation of the ice core isotopic composition. *Physics of Ice Core Records II*. Ed. by T. Hondoh. Low Temperature Science Suppl. Issue. 2009, 68: 299–314.
 7. http://www-naweb.iaea.org/napc/ih/IHS_resources_gnip.html
 8. *Brezgunov V.S., Esikov A.D., Ferronsky V.I., Salnova L.V.* Spatial and temporal variations of the oxygen isotopic composition of precipitation and river waters in the northern part of Eurasia and their relationship with temperature. *Vodnye resursy*. Water Resources. 1998, 25 (1): 73–84. [In Russian].
 9. *Ferronsky V.I., Polyakov V.A.* *Izotopiya gidrosfery Zemli*. Isotopes of the Earth hydrosphere. Moscow: Nauchniy Mir, 2009: 632 p. [In Russian].
 10. *Malygina N.S., Eirikh A.N., Kurepina N.Yu., Papina T.S.* Isotopic composition of winter precipitation and snow cover in the transition zone of the Altai. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2017, 57 (1): 57–68. doi: 10.15356/2076-6734-2017-1-57-68. [In Russian].
 11. *Steen-Larsen H.C., Johnsen S.J., Masson-Delmotte V., Stenni B., Risi C., Sodemann H., Baslev-Clausen D., Blunier T., Dahl-Jensen D., Ellehøj M.D., Falourd S., Grindsted A., Gkinis V., Jouzel J., Popp T., Sheldon S., Simonsen S.B., Sjolte J., Steffensen J.P., Sperlich P., Sveinbjörnsdóttir A.E., Vinther B.M., White J.W.C.* Continuous monitoring of summer surface water vapor isotopic composition above the Greenland Ice Sheet. *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2013, 13: 4815–4828. doi: 10.5194/acp-13-4815-2013.
 12. *Nikolaev V.I., Osokin N.I., Zazovskaya E.P.* Formation of the isotopic composition of snow on the glaciers of the Arctic (for example, Spitsbergen and the North of the Earth). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2014, 54 (1): 61–65. doi: 10.15356/2076-6734-2014-1-61-65. [In Russian].
 13. *Kobashi T., Kawamura K., Severinghaus J.P., Barnola J.M., Nakaegawa T., Vinther B.M., Johnsen S.J., Box J.E.* High variability of Greenland surface temper-

- air in an ice core // *Geophys. Research Letters*. 2011. V. 38. № 21. doi: 10.1029/2011GL049444.
14. NEEM community members. Eemian interglacial reconstructed from a Greenland folded ice core // *Nature*. 2013. V. 493. № 7433. P. 489–494. doi: 10.1038/nature11789.
 15. Isaksson E., Kohler J., Pohjola V., Moore J., Igarashi M., Karlöf L., Martma T., Harro Meijer, Motoyama H., Vaikmäe R., van de Wal R.S. Two ice-core $\delta^{18}\text{O}$ records from Svalbard illustrating climate and sea-ice variability over the last 400 years // *The Holocene*. 2005. V. 15. № 4. P. 501–509. doi: 10.1191/0959683605hl820rp.
 16. Stiévenard M., Nikolaev V., Bol'shiyanov D.Yu., Fléhoc C., Jouzel J., Klementyev O.L., Souchez R. Pleistocene ice at the bottom of the Vavilov Ice Cap, Severnaya Zemlya, Russian Arctic // *Journ. of Glaciology*. 1996. V. 42. № 142. P. 403–406.
 17. Opel T., Frietzsche D., Meyer H., Schüett R., Weiler K., Ruth U., Wilhelms F., Fischer H. 115 year ice-core data from Akademii Nauk ice cap, Severnaya Zemlya: high-resolution record of Eurasian Arctic climate change // *Journ. of Glaciology*. 2009. V. 55. № 189. P. 21–31. doi: 10.3189/002214309788609029.
 18. Henderson K.A. An ice core paleoclimate study of Windy Dome, Franz Josef Land (Russia): development of a recent climate history for the Barents Sea. Dissertation for the Degree Doctor of Philosophy in the Graduate School of the Ohio State University. The Ohio State University. 2002. 217 p.
 19. Kotlyakov V.M., Arkhipov S.M., Henderson K.A., Nagornov O.V. Deep drilling of glaciers in Eurasian Arctic as a source of paleoclimatic records // *Quaternary Science Reviews*. 2004. V. 23. P. 1371–1390. doi: 10.1016/j.quasirev.2003.12.013.
 20. Leibman M.O., Arkhipov S.M., Perednya D.D., Savvichev A.S., Vanstein B.G., Hubberten H.-W. Geochemical properties of the water–snow–ice complexes in the area of Shokalsky glacier, Novaya Zemlya, in relation to tabular ground-ice formation // *Annals of Glaciology*. 2005. V. 42. P. 249–254. doi: 10.3189/172756405781812952.
 21. Pfeffer W.T., Arendt A.A., Bliss A., Bolch T., Cogley J.G., Gardner A.S., Hagen J.-O., Hock R., Kaser G., Keinholtz C., Miles E.S., Moholdt G., Mölg N., Paul F., Radic V., Rastner P., Raup B.H., Rich J., Sharp M.J. The Randolph consortium. The Randolph Glacier Inventory: a globally complete inventory of glaciers // *Journ. of Glaciology*. 2014. V. 60. № 221. P. 537–552. doi: 10.3189/2014JoG13J176.
 22. Ермолаев М.М. Работы Новоземельской гляциологической станции в Русской Гавани // *Бюл. Арктического института*. 1934. № 1. С. 50–55.
 23. Ермолаев М.М. Гляциологическая экскурсия на ледник Шокальского в Русской Гавани // *Новоземельский сборник*. 1934. № 1. С. 50–55.
 24. Isaksson E., Kohler J., Pohjola V., Moore J., Igarashi M., Karlöf L., Martma T., Harro Meijer, Motoyama H., Vaikmäe R., van de Wal R.S. Two ice-core $\delta^{18}\text{O}$ records from Svalbard illustrating climate and sea-ice variability over the last 400 years estimated from trapped air in an ice core. *Geophys. Research Letters*. 2011, 38 (21). doi: 10.1029/2011GL049444.
 25. NEEM community members. Eemian interglacial reconstructed from a Greenland folded ice core. *Nature*. 2013, 493 (7433): 489–494. doi: 10.1038/nature11789.
 26. Isaksson E., Kohler J., Pohjola V., Moore J., Igarashi M., Karlöf L., Martma T., Harro Meijer, Motoyama H., Vaikmäe R., van de Wal R.S. Two ice-core $\delta^{18}\text{O}$ records from Svalbard illustrating climate and sea-ice variability over the last 400 years. *The Holocene*. 2005, 15 (4): 501–509. doi: 10.1191/0959683605hl820rp.
 27. Stiévenard M., Nikolaev V., Bol'shiyanov D.Yu., Fléhoc C., Jouzel J., Klementyev O.L., Souchez R. Pleistocene ice at the bottom of the Vavilov Ice Cap, Severnaya Zemlya, Russian Arctic. *Journ. of Glaciology*. 1996, 42 (142): 403–406.
 28. Opel T., Frietzsche D., Meyer H., Schüett R., Weiler K., Ruth U., Wilhelms F., Fischer H. 115 year ice-core data from Akademii Nauk ice cap, Severnaya Zemlya: high-resolution record of Eurasian Arctic climate change. *Journ. of Glaciology*. 2009, 55 (189): 21–31. doi: 10.3189/002214309788609029.
 29. Henderson K.A. An ice core paleoclimate study of Windy Dome, Franz Josef Land (Russia): development of a recent climate history for the Barents Sea. Dissertation for the Degree Doctor of Philosophy in the Graduate School of the Ohio State University. The Ohio State University. 2002: 217 p.
 30. Kotlyakov V.M., Arkhipov S.M., Henderson K.A., Nagornov O.V. Deep drilling of glaciers in Eurasian Arctic as a source of paleoclimatic records // *Quaternary Science Reviews*. 2004, 23: 1371–1390. doi: 10.1016/j.quasirev.2003.12.013.
 31. Leibman M.O., Arkhipov S.M., Perednya D.D., Savvichev A.S., Vanstein B.G., Hubberten H.-W. Geochemical properties of the water–snow–ice complexes in the area of Shokalsky glacier, Novaya Zemlya, in relation to tabular ground-ice formation. *Annals of Glaciology*. 2005, 42: 249–254. doi: 10.3189/172756405781812952.
 32. Pfeffer W.T., Arendt A.A., Bliss A., Bolch T., Cogley J.G., Gardner A.S., Hagen J.-O., Hock R., Kaser G., Keinholtz C., Miles E.S., Moholdt G., Mölg N., Paul F., Radic V., Rastner P., Raup B.H., Rich J., Sharp M.J. The Randolph consortium. The Randolph Glacier Inventory: a globally complete inventory of glaciers. *Journ. of Glaciology*. 2014, 60 (221): 537–552. doi: 10.3189/2014JoG13J176.
 33. Ermolaev M.M. Works of Novaya Zemlya glaciological station in Russkaya Gavan. *Byulleten' Arkticheskogo instituta*. Arctic Institute Bulletin. 1934, 1: 50–55. [In Russian].
 34. Ermolaev M.M. Glaciological excursion to the Shokalski Glacier in Russkaya Gavan. In: *Novaya Zemlya excursions*, 2. Intern. Geological Congress, 17th

- мельская экскурсия. Ч. 2. Международный геологический конгресс, 17-я сессия. М.: Изд-во Главсевморпути, 1937. 160 с.
24. Чижов О.П., Корякин В.С., Давидович Н.В., Каневский З.М., Зингер Е.М., Бажева В.Я., Бажев А.Б., Хмелевской И.Ф. Оледенение Новой Земли. М.: Наука, 1968. 338 с.
25. Лаврентьев И.И. Изменение ледников Новой Земли с 1952 по 2015 гг. // Тезисы докладов на XVI Гляциол. симпозиуме, Санкт-Петербург, 24–27 мая 2016 г. М.: изд. Института географии РАН, 2016. С. 116.
26. Каталог ледников СССР: Т. 3. Северный край. Ч. 2. Новая Земля. Л.: Гидрометеиздат, 1978. 112 с.
27. Pfirman S.L., Bauch D., Gammelsrød T. The Northern Barents Sea: Water Mass Distribution and Modification, in *The Polar Oceans and Their Role in Shaping the Global Environment* / Eds: O.M. Johannessen, R.D. Muench and J.E. Overland. American Geophysical Union, Geophysical Monograph 85, Washington D.C. 1994. doi: 10.1029/GM085p0077.
28. Walsh J.E. Climate of the Arctic marine environment // *Ecological applications*. 2008. V. 18. № 2. P. 3–22. doi: 10.1890/06-0503.1.
29. Обзор гидрометеорологических процессов в Северном Ледовитом океане, 2014 / Ред. И.Е. Фролов. СПб.: изд. ААНИИ, 2015. 116 с.
30. Polyakov I.V., Bekryaev R.V., Alekseev G.V., Bhatt U.S., Colony R.L., Johnson M.A., Makshtas A.P., Walsh D. Variability and trends of air temperature and pressure in the maritime Arctic, 1875–2000 // *Journ. of Climate*. 2003. V. 16. P. 2067–2077. doi: 10.1175/1520-0442(2003)016.
31. Radionov V.F., Aleksandrov Ye.I., Syvashchennikov P.N., Fetterer F. Daily precipitation sums at coastal and island Russian Arctic stations, 1940–1990. Boulder, CO: National Snow and Ice Data Center. 2004. doi: 10.7265/N5JS9NCS.
32. Zeeberg J., Forman S.L. Changes in glacier extent on north Novaya Zemlya in the twentieth century // *The Holocene*. 2001. V. 11. № 2. P. 161–175. doi: 10.1191/095968301676173261.
33. Чернов Р.А., Кудиков А.В., Мирошников А.Ю. Первые результаты радиационно-гляциологических исследований Северного ледникового купола // *Успехи современного естествознания*. 2016. № 11. С. 197–201.
34. Craig H. Isotopic variations in meteoric waters // *Science*. 1961. V. 133. P. 1702–1703. doi: 10.1126/science.133.3465.1702.
35. Aemisegger F., Pfahl S., Sodemann H., Lehner I., Senéviratne S.I., Wernli H. Deuterium excess as a proxy for continental moisture recycling and plant transpiration // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2014. V. 14. P. 4029–4054. doi: 10.5194/acp-14-4029-2014.
- session. Moscow: Glavsevmorput Publishing House, 1937. 160 p. [In Russian].
24. Chizhov O.P., Koryakin V.S., Davidovich N.V., Kanevsky Z.M., Zinger E.M., Bazheva V.Ya., Bazhev A.B., Khmelevskoy I.F. *Oledenenie Novoy Zemli*. Glaciation of Novaya Zemlya. Moscow: Nauka, 1968: 338 p. [In Russian].
25. Lavrentiev I.I. Changes of Novaya Zemlya glaciers in 1952–2015. Abstracts of the XVI Glaciological Symposium, St. Petersburg, 24–27 May 2016. 2016: 116. [In Russian].
26. *Katalog lednikov SSSR*. USSR Glacier Inventory. V. 3. Pt. 2. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1978: 112 p.
27. Pfirman S.L., Bauch D., Gammelsrød T. The Northern Barents Sea: Water Mass Distribution and Modification. In: *The polar oceans and their role in shaping the global environment*. Eds. O.M. Johannessen, R.D. Muench and J.E. Overland. American Geophysical Union, Geophysical Monograph 85, Washington D.C. 1994. doi: 10.1029/GM085p0077.
28. Walsh J.E. Climate of the Arctic marine environment. *Ecological applications*. 2008, 18 (2): 3–22. doi: 10.1890/06-0503.1.
29. *Obzor gidrometeorologicheskikh protsessov v Severnom Ledovitom okeane*. Overview of hydrometeorological processes in the Arctic Ocean, 2014. Ed. by I.E. Frolov. Sankt Petersburg, AARI, 2015: 116 p. [In Russian].
30. Polyakov I.V., Bekryaev R.V., Alekseev G.V., Bhatt U.S., Colony R.L., Johnson M.A., Makshtas A.P., Walsh D. Variability and trends of air temperature and pressure in the maritime Arctic, 1875–2000. *Journ. of Climate*. 2003, 16: 2067–2077. doi: 10.1175/1520-0442(2003)016.
31. Radionov V.F., Aleksandrov Ye.I., Syvashchennikov P.N., Fetterer F. Daily precipitation sums at coastal and island Russian Arctic stations, 1940–1990. Boulder, CO: National Snow and Ice Data Center. 2004. doi: 10.7265/N5JS9NCS.
32. Zeeberg J., Forman S.L. Changes in glacier extent on north Novaya Zemlya in the twentieth century. *The Holocene*. 2001, 11 (2): 161–175. doi: 10.1191/095968301676173261.
33. Chernov R.A., Kudikov A.B., Miroshnikov A.Yu. First results of the glaciological research of the Northern Ice Cap in Novaya Zemlya. *Uspekhi sovremennogo estestvoznaniya*. The success of modern natural science. 2016, 11: 197–201. [In Russian].
34. Craig H. Isotopic variations in meteoric waters. *Science*. 1961, 133: 1702–1703. doi: 10.1126/science.133.3465.1702.
35. Aemisegger F., Pfahl S., Sodemann H., Lehner I., Senéviratne S.I., Wernli H. Deuterium excess as a proxy for continental moisture recycling and plant transpiration. *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2014, 14: 4029–4054. doi: 10.5194/acp-14-4029-2014.

Новейшие данные об оледенении северного склона массива Таван-Богдо-Ола (Алтай)© 2017 г. Д.А. Ганюшкин^{1*}, К.В. Чистяков¹, И.В. Волков¹, Д.В. Банцев¹,
Е.П. Кунаева², Н.Ф. Харламова³Санкт-Петербургский государственный университет¹, Санкт-Петербург, Россия;
Ленинградский государственный университет имени А.С. Пушкина², Санкт-Петербург, Россия;
Алтайский государственный университет³, Барнаул, Россия
*d.ganyushkin@spbu.ru**Modern data on glaciation of the northern slope of Tavan-Bogdo-Ola massif (Altai)**D.A. Ganyushkin^{1*}, K.V. Chistyakov¹, I.V. Volkov¹, D.V. Bantsev¹, E.P. Kunaeva², N.F. Kharlamova³Saint-Petersburg State University¹, St. Petersburg, Russia; Pushkin Leningrad State University², St. Petersburg, Russia;
Altai State University³, Barnaul, Russia
*d.ganyushkin@spbu.ru

Received October 5, 2016

Accepted April 4, 2017

Keywords: *arid climate, delineation, field observations, glacier dynamics, glaciers, South-Eastern Altai.***Summary**

As of 2015, 16 glaciers, their total area 23.46 km² and the weighted-mean altitude of the firn line 3335 m, were isolated on the Northern slope of the of the Tavan-Bogdo-Ola massif (Altai) on the basis of field studies and analysis of satellite images (Landsat-7, SPOT-5, Geoeye-1, CARTOSAT-1). The differences in elevation of the firn lines on the West and East of the investigated area reach 460 m, while the intensity of glaciation differs in 2 times due to changes of annual precipitation from 360 mm in the East to 880 mm in the West. Data on the glaciation had been improved and complemented for three time sections: 1962, 2001, and 2009. Since 1962, areas of the glaciers decreased by 24.3%. The largest rates of the glacial area decreasing took place in 2001–2009. Degradation of the upper parts of the glaciers and uncovered ice-dividing rocks played the major role in the process of retreating. In 2009–2015, the intensity of shortening of the glaciers decreased, and the degradation of their upper parts stopped. In 2000–2009, mainly small glaciers degraded. After 2009, small glaciers have slowed the decline with simultaneous increase of retreating of tongues of the valley glaciers. Abrupt (280 m) shortening of tongue was observed on the glacier Argamdgi-2-Western. This behavior of glacier could be caused by different rate of response to the dramatic warming within the period 1985–2000 and climate stabilization after 2000. If the climatic trends of the last 15 years will be the same in the coming years, we should expect continued rapid retreat of the tongues of the two largest glaciers of this massif along with the further slowdown of the retreat of small glaciers.

Citation: Ganyushkin D.A., Chistyakov K.V., Volkov I.V., Bantsev D.V., Kunaeva E.P., Kharlamova N.F. Modern data on glaciation of the northern slope of Tavan-Bogdo-Ola massif (Altai). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2017. 57 (3): 307–325. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2017-3-307-325

Поступила 5 октября 2016 г.

Принята к печати 4 апреля 2017 г.

Ключевые слова: *аридный климат, дешифрирование, динамика ледников, ледники, полевые наблюдения, Юго-Восточный Алтай.*

На основе многолетних полевых наблюдений, дешифрирования космических и аэрофотоснимков уточнены и дополнены данные по современному (2015 г.) оледенению северного склона массива Таван-Богдо-Ола (каталоги и карты ледников), оценено его состояние на 1962, 2001 и 2009 гг. Проанализированы скорости и механизмы сокращения ледников с 1962 по 2015 г. Установлены современное замедление отступления малых ледников и возрастание скоростей отступления относительно крупных ледников.

Положение района исследования

Горный массив Таван-Богдо-Ола — крупнейший центр оледенения Алтая. В этой точке сходятся горные хребты Южный Алтай с запада, Сайлюгем с востока и Монгольский Алтай с юга. Водораздельный гребень в северной части массива отделяет бассейн р. Аргут от бассейна р. Иртыш,

расположенного к юго-западу от него, и от бассейна р. Кобдо (зона внутреннего стока). Указанный водораздел, вытянутый с запада на восток, состоит из нескольких различных по высотам и рельефу отрезков (рис. 1). На протяжении крайнего восточного отрезка, вплоть до высотной отметки 3565,3 м, водораздельная часть хребта имеет уплощённую форму, высота её не превышает 3600 м.

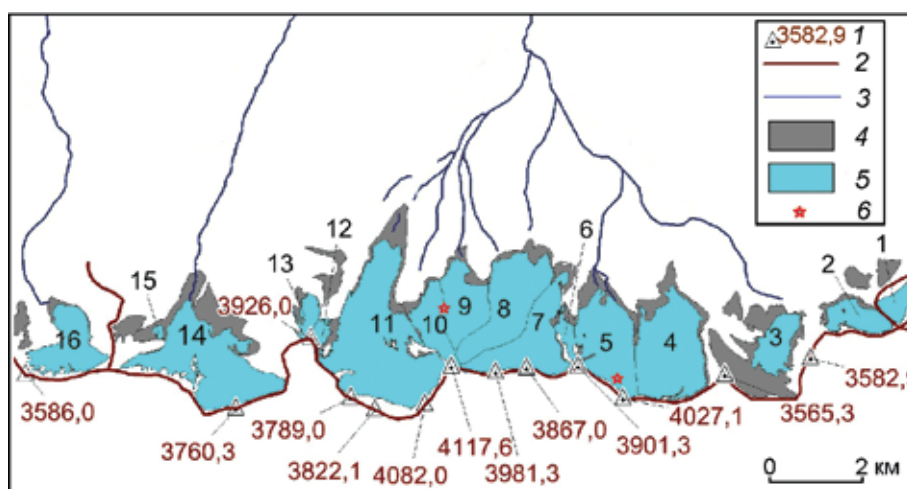


Рис. 1. Сокращение оледенения северного склона массива Таван-Богдо-Ола с 1962 по 2015 г.:

1 – горные вершины; 2 – горные гребни; 3 – реки; 4 – сокращение ледников с 1962 по 2015 г.; 5 – ледники на 2015 г. (с указанием номеров по табл. 2); 6 – места закладки шурфов

Fig. 1. Degradation of glaciation on the northern slope of Tavan-Boghd massif from 1962 to 2015:

1 – summits; 2 – mountain ridges; 3 – rivers; 4 – glacial retreat from 1962 to 2015; 5 – glaciers in 2015 (with numbers from Table 1); 6 – peats

Развитые здесь поверхности выравнивания расчленены глубокими долинами рек Восточный Аргамджи-2 и Аргамджи-1, число цирков и каров достигает десяти. На следующем отрезке, до вершины 3901,3 м, водораздельный хребет приобретает характер острого гребня, а высота его резко увеличивается (на 400–500 м), одновременно возрастает крутизна северного склона. В то же время степень расчленённости рельефа речными долинами уменьшается, кары и цирки развиты слабо, только несколько зачаточных каров есть в пригребневой части склона. Третий отрезок между высотными отметками 3901,3 и 4117,6 м (гора Русский Шатер) характеризуется наибольшими высотами при очень малой расчленённости склона речными долинами, кары развиты слабо и скрыты ледниками. На участке между вершинами высотой 4117,6 и 3926,0 м водораздельный хребет имеет дугообразную форму, окаймляя глубокий цирк в верховьях р. Западная Аргамджи. Отметим, что при движении вниз от цирка по склону глубина долины резко уменьшается с 300–500 до 50–60 м на протяжении всего 2,5 км, что, вероятно, связано с тектоническим подъёмом центральной части массива. Наконец, на пятом отрезке, к западу от вершины 3926,0 м, высота массива уменьшается до 3200–3600 м. Здесь хорошо развиты ледниковые формы рельефа, много каров и цирков, возрастает и глубина вертикального расчленения рельефа.

Таблица 1. Средние месячные значения температуры воздуха и количества осадков по данным ГМС Бертек [27]

Месяцы	Температура, °C	Осадки, мм
I	–27,0	2,8
II	–25,3	3,3
III	–17,4	4,1
IV	–6,4	7,3
V	2,1	18,8
VI	7,9	34,6
VII	9,4	49,0
VIII	7,2	35,5
IX	1,8	22,3
X	–8,2	12,8
XI	–18,2	6,0
XII	–24,7	4,1

По водораздельному хребту между бассейнами рек Аргут, Иртыш и Кобдо проходит государственная граница между Россией с севера и Китаем и Монголией с юга. Северной границей массива служит плоскогорье Укок с преобладающими высотами более 2200 м, откуда достаточно отчётливо просматриваются ледники (рис. 2). Ближайшая к массиву метеостанция (ГМС) Бертек (высота 2200 м) функционировала с 1959 по 1982 г. По её данным (табл. 1), климатические условия у подножия массива характеризуются низкими летними температура-



Рис. 2. Северный склон массива Таван-Богдо-Ола.
Вид на ледники № 3–9 (по КATALOGу 2015 г.), фото А.А. Крыловой

Fig. 2. The northern slope of Tavan-Boghd massif.

A view of glaciers № 3–9 (according to the catalogue of 2015), photo by A.A. Krylova

ми ($8,2^{\circ}\text{C}$), малым среднегодовым количеством осадков (200,6 мм), ярко выраженным летним максимумом увлажнения при морозной малоснежной зиме. Согласно оценкам В.П. Галахова и А.Г. Редькина [1], годовое количество осадков в высокогорье массива находится интервале от 600 до 1000 мм.

Постановка проблемы

Впервые ледники северного склона массива описаны В.В. Сапожниковым, посетившим его в 1897, 1905, 1906, 1908 и 1909 гг. и выделившим в бассейне р. Калгута семь ледников [2]. Позднее характеристики оледенения уточнялись Б.В. и М.В. Троновыми (в 1916 г.) [3], а также В.С. Ревякиным и П.А. Окишевым [4]. Последние выделили на северном склоне массива 18 ледников общей площадью $38,6\text{ км}^2$, вошедших в Каталог ледников СССР [5]. В дальнейшем информация об оледенении северного склона массива дополнялась Р.М. Мухаметовым [6, 7], Н.Н. Михайловым и О.В. Останиным [8], А.Г. Редькиным [1]. С 1999 г. оледенение северного склона массива изучают географы Санкт-Петербургского государственного университета [9–11]. После полевого сезона 2009 г. был перерыв в полевых наблюдениях (за исключением короткого посе-

щения в 2011 г.) вплоть до полевых работ лета 2015 г., результаты которых послужили основой данной публикации.

Учитывая степень изученности группы ледников северного склона массива, задача настоящего исследования — получить самую современную и детальную информацию о состоянии ледников и их динамике. В рамках поставленной задачи выполнен большой объём исследований, среди которых: 1) обновление имеющейся схемы и Каталога оледенения массива на основе новейших данных 2015 г., а также за счёт включения крайнего восточного (бассейн р. Аргамджи-1) и крайнего западного (бассейн р. Кара-Чад) ледников, фактически относящихся к одной группе вместе с другими ледниками массива, но не рассматривавшихся в наших предыдущих работах из-за труднодоступности при проведении полевых наблюдений; 2) продление рядов наблюдений за отступанием ледников по результатам полевых работ 2015 г., а также дешифрирования аэрофотоснимков 1962 г.; 3) определение климатических условий существования ледников и их отличий в восточной и западной частях исследуемого участка путём гляциоклиматических расчётов и снегомерных наблюдений; 4) анализ основных закономерностей динамики оледенения северного склона массива Таван-Богдо-Ола за период с 1962 по 2015 г.

Материалы и методы

Работа базировалась на результатах многолетних полевых наблюдений (1999–2004, 2006, 2009, 2011 и 2015 гг.). В полевой сезон 2015 г. ледники обследовались детально. В результате предыдущий вариант Каталога ледников и схема оледенения были существенно изменены: добавлено по одному леднику в бассейнах рек Восточный Аргамджи-2, Аргамджи-1, Аргамджи-3 и Кара-Чад, уточнены также положения ледоразделов и несущего гребня. Проводились GPS-маркирование краёв ледников, обновление прежних и заложение новых реперов у концов ледников и отдельных ледниковых лопастей. Полученные в 2015 г. данные сопоставлены с результатами полевых наблюдений 2000–2009 гг., которые были дополнены результатами дешифрирования аэрофотоснимков 1962 г., а также космических снимков Landsat-7 2001 г. (разрешение 15 м, дата съёмки 04.09.2001), SPOT-2 (панхроматический, разрешение 15 м, дата съёмки 23.07.2006), SPOT-5 (панхроматический, разрешение 2,5 м, дата съёмки 31.08.2010), Geoeye-1 (мультиспектральный, разрешение 0,5 м, дата съёмки 24.07.2010) и CARTOSAT-1 (панхроматический, разрешение 2,5 м, дата съёмки 16.07.2008).

Для получения первичных данных со снимков и проведения по ним предварительных расчётов снимки были радиометрически нормализованы и географически привязаны по орбитальным данным в формате Norad Tle. Выполнена автоматическая систематическая геометрическая коррекция растровых данных по математической модели, описывающей углы ориентации спутника и камеры в момент съёмки (строгая модель). Определена и установлена проекция UTM WGS 84 с автоматическим определением зоны (45). Затем снимки ортотрансформировались по ЦМР ASTER GDEM v.2 (30 м), использовался умеренно-подчёркивающий фильтр. Карты ледников создавались на топографической основе 1:50 000. При составлении Каталогов ледников использованы результаты картометрических измерений по топографическим картам масштаба 1:50 000, а также GPS-привязки, полученные при маршрутных полевых наблюдениях 2015 г.

При гляциоклиматических расчётах в качестве исходных использовались средние много-

летние данные летних температур и годового количества осадков, взятые из Справочников по климату СССР. Применялись региональные зависимости, полученные нами ранее. Так, зависимость изменения высоты фирновой границы от изменения годового количества осадков, которую мы получили для Алтае-Саянской горной страны [12], имеет следующий вид:

$$\Delta Z_f = 0,47 \Delta p, \quad (1)$$

где ΔZ_f – разность высот фирновой границы (относительно высотного уровня одинаковой средней летней температуры), м; Δp – изменение количества осадков, мм.

Региональная зависимость высотного склонового градиента от количества осадков, позволяющая рассчитать температуру на высотных уровнях, для которых отсутствуют прямые измерения температур, также получена для Алтае-Саянского региона [12]:

$$Gt = 1,264 p^{-0,1297}, \quad (2)$$

где Gt – высотный склоновый градиент температуры, °C/100 м; p – среднее годовое количество осадков в данном высотном диапазоне, мм.

При заложении шурфов для определения удельного годового баланса массы отбирались образцы снега, фирна и льда для определения концентраций стабильных изотопов кислорода $\delta^{18}\text{O}$ и водорода δD . Отбор проб производился в герметичные ёмкости объёмом 50 мл через каждые 5 см. Изотопные характеристики определялись в Лаборатории изменения климата и окружающей среды Арктического и Антарктического НИИ (г. Санкт-Петербург) на газовом анализаторе Picarro L-2120i. Методика выделения годичных слоёв, основанная на различном изотопном составе летних и зимних осадков, приведена в работе [13]. Для расчётов индекса баланса массы ледников использовалась методика Г.Е. Глазырина [14], в которой для вычисления необходимы данные о температуре воздуха и осадках на базовой ГМС, а также высота фирновой границы:

$$Ib = Ak - Ab,$$

где Ib – индекс баланса массы; Ak – аккумуляция; Ab – абляция.

Для расчёта абляции необходимо вычислить среднюю летнюю температуру на высоте фирновой границы $t(z_{\text{ф}})$ с помощью вертикального тем-

Таблица 2. Основные характеристики ледников северного склона массива Таван-Богдо-Ола на 2015 г.

Номер ледника	Бассейн реки	Морфологический тип	S	L	$Z1$	$Z2$	Zf	$A1, A2^{**}$
1	Аргамджи-1	Каровый	0,38	0,92	3150	3500	3300	СВ
2	Восточный Аргамджи-2	Склоновый	0,68	1,3	3340	3590	3500	СЗ
3		Каровый	0,82	1,35	3232	3520	3400	С
4		Склоновый	2,76	2,57	3107	3990	3450	СВ, С
5		Склоновый	2,07	2,55	3093	4020	3340	СВ, С
6		Висячий	0,26	1,39	3260	3900	3420	С
7		Склоновый	1,95	3,35	3011	4100	3160–3600	СВ
8	Восточный Аргамджи-2, Западный Аргамджи-2	Склоновый	2,27	3,16	3115	4100	3380	СВ
9	Западный Аргамджи-2	Склоновый	1,32	2,09	3065	4000	3320	С
10		Склоновый	0,94	2,04	3209	4117	3430	С
11		Долинный	4,77	3,94	3048	4100	3380	СЗ, С
12		Висячий	0,19	0,44	3550	3860	—	В
13	Аргамджи-3	Висячий	0,31	0,88	3085	3325	3440	СЗ
14		Долинный	3,32	3,16	2860	3760	3080–3200	С
15		Присклоновый	0,05	0,34	3000	3080	3040	СВ
16	Кара-Чад	Карово-долинный	1,37	1,96	2870	3470	3110	С, СЗ
Сумма			23,46	Средневзвешенное		3335	—	

* S — площадь ледника, км²; L — наибольшая длина ледника, км; $Z1$ — высота нижней точки ледника, м; $Z2$ — высота верхней точки ледника, м; Zf — высота фирновой границы, м; $A1$ — экспозиция области питания; $A2$ — экспозиция области абляции.

**Если дана одна экспозиция, то экспозиции областей аккумуляции и абляции совпадают; если дано две экспозиции, то первая экспозиция относится к области аккумуляции, а вторая — к области абляции.

пературного градиента γ , высоты ГМС z_0 и высоты границы питания z_{ϕ} . При переходе на ледниковую поверхность следует учитывать величину температурного скачка Δt . В результате получаем:

$$t(z_{\phi}) = t(z_0) + \gamma(z_{\phi} - z_0) - \Delta t. \quad (3)$$

Зная среднюю летнюю температуру на высоте фирновой границы, можно определить абляцию по уточнённой формуле А.Н. Кренке и В.Г. Ходакова [15]:

$$Ab = 1,33(t(z_{\phi}) + 9,66)^{2,85}. \quad (4)$$

Аккумуляция рассчитывается по формуле $Ак = KP$, где K — коэффициент концентрации; P — годовое количество осадков.

Динамика исследованных ледников

По состоянию на 2015 г. на северном склоне массива Таван-Богдо-Ола насчитывается 16 ледников суммарной площадью 23,46 км² (табл. 2). Средневзвешенная высота фирновой границы составляет 3335 м. Оледенение наиболее разви-

то вдоль трёх центральных отрезков горного гребня (табл. 3), что, очевидно, связано с наибольшей их высотой. На этом участке ледники примыкают друг к другу, фактически образуя единый комплекс, доминирующую роль в котором, с точки зрения формирования ледниковых потоков, играют вершины 4117,6 и 3901,3 м. Расположенные западнее и восточнее ледники разрознены, что связано со снижением высоты их горного обрамления. При этом для крайних западного и восточного отрезков высота гор в среднем приблизительно одинакова, однако в первом случае высота фирновой границы меньше на 280 м, а интенсивность оледенения больше почти в 2 раза. Наиболее вероятные причины данного явления — значительное уменьшение количества осадков и ухудшение условий питания ледников в направлении с запада на восток, отмеченные нами ранее [11].

Самый восточный на северном склоне массива каровый ледник № 1 расположен весьма выгодно с точки зрения питания, получая его в основном за счёт метелевого переноса с платообразного участка на высотах 3450–3650 м, занятого ледником № 2. Положение ледника в глубоком каре се-

Таблица 3. Основные характеристики разных участков оледенения северного склона массива Таван-Богдо-Ола

Характеристики	Участок хребта				
	к востоку от высоты 3565,3 м	3565,3–3901,3 м	3901,3–4117,6 м	4117,6–3926,0 м	3926,0–3586,0 м
Диапазон высот, м	3543–3620	3517–4027	3850–4117	4117–3750	3960–3200
Длина отрезка, км	5,1	3,6	2,89	4,53	7,78
Номера ледников	1–3	4, 5	6–10	11, 12	13–16
Интенсивность оледенения, м ² /км	0,37	1,34	2,33	1,09	0,65
Средневзвешенная высота фирновой границы, м	3415	3405	3365	3380	3150

веро-восточной экспозиции способствует малой абляции и стабильности его положения, поэтому он отступил всего на 92 м от положения 1962 г. и до сих пор ещё располагается в непосредственной близости от внутреннего края моренного комплекса малого ледникового периода (МЛП). Поэтому у края ледника в сезон абляции формируется небольшое озеро. Свежие следы размыва морены МЛП указывают на недавние прорывы этого озера, вероятно, благодаря деградации ледяного ядра моренной подпруды. К северу от ледника № 1 в 1962 г. существовал небольшой склоновый ледник, на месте которого уже к 2000 г. было несколько многолетних снежников.

Ледник № 2 расположен на слаборасчленённом склоне, ограниченном сверху и снизу двумя выровненными участками на высотах 2560–2620 и

3320–3400 м соответственно. С 1962 г. ледник отступил примерно на 170 м, т.е. в среднем со скоростью около 3,2 м/год. При этом после деградации нижней части ледника, выходявшей в 1960-е годы на выположенную площадку, скорости сокращения ещё более снизились, а в период 2009–2015 гг. отступление не зафиксировано вообще. Такая стабильность ледника обеспечивается относительно высокой динамической активностью ледникового языка, залегающего на крутом участке склона при высоком его гипсометрическом положении. В 1962 г. к северу от ледника № 2 существовал малоактивный склоновый ледник, который к 2000 г. уже полностью деградировал.

Следующий к западу **ледник № 3** (рис. 3) имеет два потока – восточный, присклоновый (лопасть А), и основной, выходящий из кара северо-

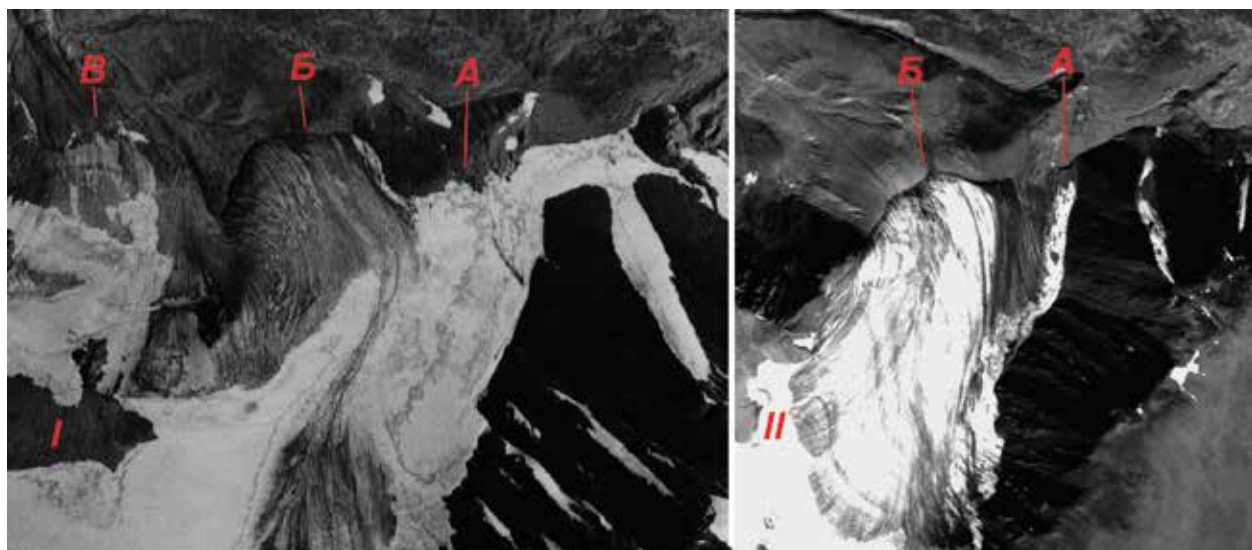


Рис. 3. Ледник № 3 на аэрофотоснимке 1962 г. (I) и на космическом снимке SPOT-5 2010 года (II). Лопasti ледника указаны буквами А–В

Fig. 3. Glacier № 3 at the space image 1962 (I) and SPOT-5 2010 (II). Glacial snouts are shown by indices А–В

Таблица 4. Вычисление среднего значения высотного плювиометрического градиента для западной части массива Таван-Богдо-Ола по парам ГМС

Пара метеостанций	Градиент, мм/100 м	Расчётное количество осадков на уровне 3150 м, мм
Большенарымское–Катон-Карагай	10,57	676
Буран–Катон-Карагай	28,27	1042
Зайсан–Катон-Карагай	21,6	983
Самарка–Катон-Карагай	17,6	821
Среднее	19,5	880,5

восточной экспозиции (лопасть *В*). Присклоновая составляющая ледника сильно заморенена и обрывается к небольшому приледниковому озеру, которое подпружено моренным валом, образованным, вероятно, в МЛП. С его проксимальной стороны отмечаются многочисленные выходы погребённого льда. Нижний край основного потока ледника в западной части выходит на крутой уступ, а в восточной – на выположенную площадку над моренным комплексом МЛП на высоте около 3250 м. В 1962 г. площадь ледника была больше современной примерно в 3 раза; существенно сложнее была и его структура: в верхней части к нему причленялось обширное снежно-фирновое поле, расположенное над каром на поверхности выравнивания на высотах 3400–3560 м. Разделение языка ледника на лопасти было выражено значительно сильнее современного, кроме того самая западная его часть спускалась по крутому склону в долину до уровня 2990 м, формируя третью лопасть (лопасть *В*). С запада к леднику № 3 примыкал ещё один каровый ледник, к настоящему времени трансформировавшийся в небольшой снежник. В период 1962–2000 гг. произошло основное сокращение ледника за счёт деградации верхней части фирнового поля, а также исчезновения западной лопасти. В то же время центральная (табл. 4) и восточная лопасти ледника сокращались медленно (последняя за 1962–2015 гг. в среднем всего на 2,5 м/год), что, вероятно, связано с их высоким гипсометрическим положением. С 2004 г. скорость сокращения центральной лопасти, а с 2009 г. и восточной лопасти постепенно увеличивается.

Склоновый ледник № 4 сейчас имеет двухлопастное строение. Главная лопасть – восточная – в 1962 г. спускалась в расположенное ниже

ущелье примерно до высоты 3020 м. К настоящему времени язык ледника отступил на относительно выположенный и неглубоко врезаемый участок, чем объясняется некоторое ускорение его отступления после 2009 г.

Ледник № 5 (рис. 4) имеет сложное строение: его восточная составляющая (*А*) начинается в приводораздельном каре с высотой днища около 3650 м; центральная склоновая составляющая (*Б*) имеет наименьшую мощность льда и начинается на высоте около 3800 м; западная составляющая (*В*) – самая мощная, выходит из кара с отметками днища около 3250 м. В свое время Ю.П. Селиверстов [9] на основе анализа АФС 1962 г. высказал предположение о пульсирующем характере западного ледникового потока, однако в годы наблюдений проявление таких пульсаций не за-

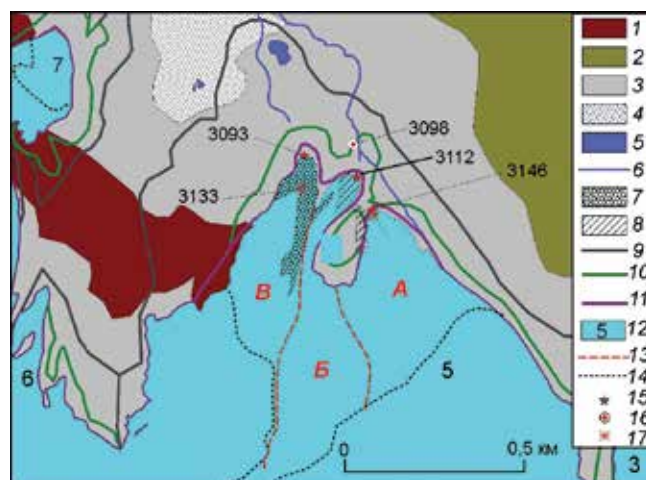


Рис. 4. Гляциальный комплекс ледника № 5:

1 – крутые скалистые склоны; 2 – задернованные морены; 3 – незадернованные морены; 4 – зандр; 5 – озёра; 6 – реки; 7 – забронированные участки ледников; 8 – снежники у краёв ледников; края ледников: 9 – в 1962 г., 10 – в 2001 г., 11 – в 2009 г.; 12 – ледники в 2015 г. (с указанием номеров по КATALOGУ); 13 – границы ледниковых потоков; 14 – фирновая граница; 15 – нижние точки ледников на 2015 г. (с указанием высоты, м); 16 – новый репер с указанием высоты, м; 17 – нижние точки открытого льда, м; за главными буквами обозначены ледниковые потоки

Fig. 4. Glacial complex of the glacier № 5:

1 – steep rocky slopes; 2 – grass-covered moraines; 3 – bare moraines; 4 – outwash plain; 5 – lakes; 6 – rivers; 7 – debris-covered parts of glaciers; 8 – snow-patches near the glacial snouts; glacial edges: 9 – in 1962, 10 – in 2001, 11 – in 2009; 12 – glaciers in 2015 (with numbers in the catalogue); 13 – borders between the glacial flows; 14 – firn line; 15 – lowest points of glaciers in 2015 (with altitude, m); 16 – new benchmark with altitude, m; 17 – the lowest points of open ice, m; glacial flows are marked by capital letters

фиксированы. В средней и нижней частях ледник № 5 отделён от ледника № 4 несколькими выходами коренных пород на высоте около 3500 м и протягивающимся от них вниз по склону моренным валом. В 1962 г. разделение ледников происходило примерно на 200 м ниже. Ледник № 5 считался долинным, а его язык опускался до высотных отметок около 3030 м, заканчиваясь выпуклым и крутым лбом. С 1962 по 2001 г. ледник отступил примерно на 330 м, язык ледника приблизился к крутому склону, что выразилось в последующем замедлении скоростей отступления. К 2001 г. наметилось разделение конца ледника на три лопасти, в первую очередь, из-за дробления центральной составляющей подлёдным выступом, вышедшим на поверхность при прогрессирующем уменьшении толщины льда. К 2009 г. центральная лопасть окончательно обособилась от восточной. После 2009 г. скорость отступления всех трёх лопастей замедлилась главным образом из-за бронирования моренным материалом (в основном для западной лопасти) и повышенного снегонакопления у краёв ледника, что привело к формированию здесь перелетовывающих снежников. В ближайшей перспективе продолжающееся бронирование краёв ледника может вызвать уменьшение их таяния и замедление отступления. Однако в настоящее время отмечается тенденция к отсечению ригелем края *Б* от основного тела данного потока с последующим образованием, вероятно, мёртвого льда.

Висячий ледник № 6 с 1962 г. мало изменился, что связано с его высоким гипсометрическим положением. Ледники № 7–10 имеют одну и ту же зону питания и фактически составляют единый комплекс. Наиболее восточный из этих ледников (№ 7) имеет сложное строение, обусловленное ступенчатостью рельефа. Ледник берёт начало в слабоврезанных карах в верхней пригребневой части склона и далее, постепенно сужаясь, спускается по мало расчленённому склону с падением в среднем 18 см/м. На высоте около 3200 м ледник достигает почти отвесной стенки расположенного ниже цирка. Перетекающий через этот участок ледниковый поток имеет ширину не более 100 м, однако расположенная ниже часть ледника примерно втрое шире. Помимо непосредственного питания за счёт указанного выше потока льда, эта нижняя составляющая ледника, расположенная в цирке, имеет собственную

отдельную зону аккумуляции в высотном интервале 3200–3100 м. Повышенная концентрация снега на данном участке склона обусловлена его подветренным положением, которое обеспечивает перевывание на него снега с верхних частей ледника. Край ледника отступает медленно, хотя скорости отступления выросли с 2,1 в 1962–1984 гг. до 6,1 м/год. Низкие скорости отступления обусловлены высокой динамичностью ледника, затенённостью его языка и повышенной концентрацией снега в приконцевой части.

Многоярусный многолопастной склоновый ледник № 8 демонстрирует разные изменения скоростей отступления своих лопастей. Нижний край ледника достигает подножия склона, где отмечается повышенная концентрация снега. В результате ледник отступает здесь медленно (несколько метров в год), а на некоторых участках после 2009 г. оно вообще незаметно. Конец склонового ледника № 9 в 1962–2000 гг. сокращался со средней скоростью 5,7 м/год. В 2000–2009 гг. отступление ускорилось до 11,5 м/год, особенно выражено оно было в маломощной восточной части ледника. В 2009–2015 гг. скорость резко упала — до 2,1 м/год. Смежный с запада склоновый ледник № 10 после ускорения отступления в 2000–2009 гг. позже отступал со скоростью менее 1 м/год.

Крупнейший на северном склоне массива сложный долинный ледник № 11 имеет два смежных ледниковых потока. Основной, западный поток льда берёт начало на склонах главного водораздела массива, обрамляющих цирк северо-западной экспозиции. Данный цирк с отметками днища около 3600 м осложнён двумя врезанными в него карами под вершиной высотой 4082 м. На высоте около 3400 м ледниковый поток выходит на более пологий участок долины и приобретает выпуклую форму, меняя направление сначала на северное, а далее — на северо-восточное. Восточный поток начинается на крутом склоне северо-северо-западной экспозиции на высоте около 3700 м и имеет сравнительно небольшую мощность. У подлёдного уступа на стыке потоков на высоте около 3300 м существует ледопад. И после слияния различия обоих потоков сохраняются; восточный поток имеет большую видимую мощность и более выпуклый профиль, он также гораздо сильнее покрыт осыпным материалом. Наконец, на высоте 3085 м язык ледника натекает

Таблица 5. Средняя скорость отступления ледников (ледниковых языков) массива Таван-Богдо-Ола с 1962 по 2015 г., м/год

Номер ледника	Морфологический тип	1962–1984	1984–2001	2001–2004	2004–2006	2006–2009	2009–2015
3	Каровый	5,1	5,1	0,9	4,0	4,0	4,7
4	Склоновый	7,2	7,2	6,9	6,9	6,9	10,5
5-в		8,5	8,5	5,9	7,5	7,5	5,05
7	Карово-висячий	2,1	2,1	6,1	6,1	6,1	6,1
8-с	Склоновый	5,7	5,7	5,1	4,7	6,9	6,9
8-е		1,8	1,8	3,3	5,8	1,1	0,0
10-б		1,6	1,6	1,6	3,1	3,1	0,9
11	Долинный	20,9	7,9	6,3	15,5	16,0	46,6
14		17,0	5,0	14,5	5,0	15,3	22,3

на ригель, прикрытый с поверхности мореной, и потоки снова разделяются. Восточный поток уже через 100 м заканчивается на высоте примерно 3065 м. В 2015 г. к его краю причленилась наледь протяжённостью 250–300 м. Западный поток протягивается примерно на 250 м, опускаясь до отметки 3045 м. Для этого ледника характерны достаточно резкие колебания скорости отступления, что связано как со ступенчатостью его ложа, так и с различиями в морфологии западного и восточного ледниковых потоков.

В 1962 г. ледник № 11 полностью перекрывал ригель у его современного края, что позволяет оценить изменение его мощности в краевой части не менее чем в 30–40 м. Оба потока формировали единый язык, заканчивавшийся на высоте около 2950 м. Край ледника находился на выположенном участке, что обусловило его быстрое сокращение в 1962–1984 гг. (рис. 5, табл. 5). В 1984–2004 гг. с приближением края ледника к подлёдному ригелю и выходом на более крутой участок склона скорости отступления уменьшились примерно в 3 раза. С 2000–2001 гг. начал обнажаться подлёдный ригель, однако обтекавшие его ледниковые потоки соединялись ниже ригеля. В 2007–2008 гг. восточный ледниковый поток потерял связь с основным потоком, западным, ниже ригеля. Разделение потоков вызвало ускорение отступления конца ледника, особенно резко выраженное в 2009–2015 гг., когда средняя скорость отступления составляла около 47 м/год – очень много для этого региона. В ближайшие годы западный поток ледника будет сокращаться с высокой скоростью, а восточный поток, фактически упирающийся в ригель, снизит скорость отступления.

Висячий ледник № 12, приуроченный к восточному склону водораздельного гребня между

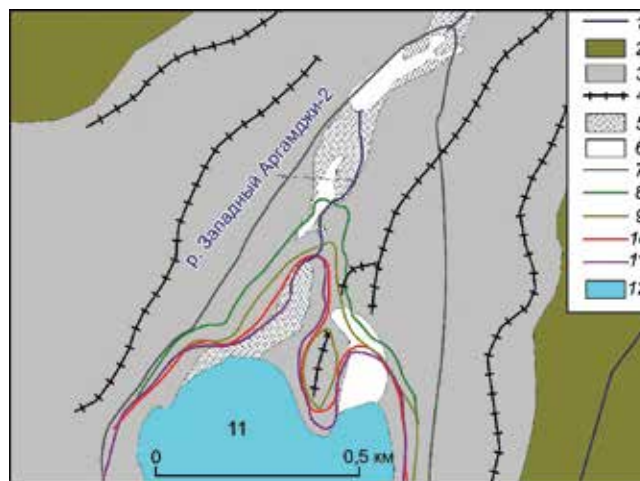


Рис. 5. Гляциальный комплекс ледника № 11:

1 – реки; 2 – задернованные морены; 3 – незадернованные морены; 4 – гребни моренных валов; 5 – зандры; 6 – наледи; край ледника: 7 – в 1962 г., 8 – в 2001 г., 9 – в 2006 г., 10 – в 2008 г., 11 – в 2010 г.; 12 – ледник в 2015 г.

Fig. 5. Glacial complex of the glacier № 11:

1 – rivers; 2 – grass-covered moraines; 3 – bare moraines; 4 – moraine crests; 5 – outwash plains; 6 – icings; glacial edge: 7 – in 1962, 8 – in 2001, 9 – in 2006, 10 – in 2008, 11 – in 2010; 12 – glacier in 2015

бассейнами рек Западный Аргамджи-2 и Аргамджи-3, в 1962 г. составлял единое целое с областью аккумуляции ледника № 11. Расположенный на противоположном склоне висячий ледник № 13 сравнительно мало изменился с 1962 г., когда его край опускался примерно на 40 м ниже современного положения (до высоты 3310 м).

Сложный долинный ледник № 14 (рис. 6) – самый комплексный по своей структуре среди ледников северного склона массива. Его восточный ледниковый поток (А) располагается в интервале высот 3300–3140 м в карообразном углублении у подножия склона северо-западной

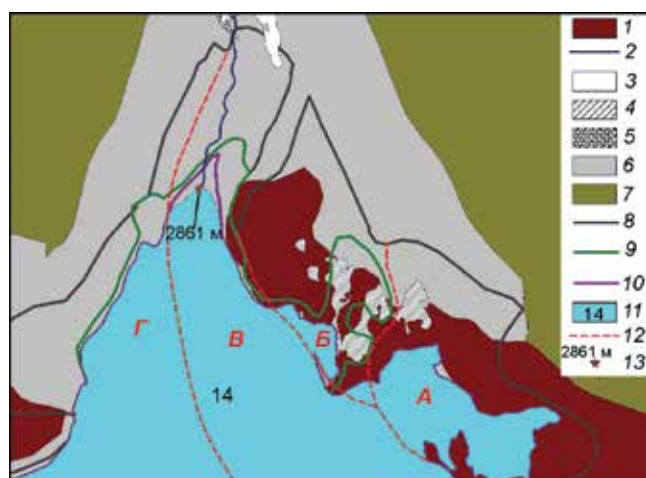


Рис. 6. Гляциальный комплекс ледника № 14.

1 – крутые скалистые склоны; 2 – реки; 3 – наледи; 4 – снежники; 5 – зандры; 6 – незадернованные морены; 7 – задернованные морены; край ледника: 8 – в 1962 г., 9 – в 2001 г., 10 – в 2010 г.; 11 – ледник в 2015 г.; 12 – границы ледниковых потоков; 13 – нижняя точка ледника в 2015 г. с указанием высоты, м; заглавными буквами обозначены ледниковые потоки

Fig. 6. Glacial complex of the glacier № 14:

1 – steep rocky slopes; 2 – rivers; 3 – icings; 4 – snow-patches; 5 – outwash plain; 6 – bare moraines; 7 – grass-covered moraines; glacial edge: 8 – in 1962, 9 – in 2001, 10 – in 2010; 11 – glacier in 2015; 12 – borders between glacial flows; 13 – the lowest point of the glacier in 2015 (with altitude, m); glacial flows are marked by capital letters

экспозиции и обеспечивается лавинным питанием. Смежный с северо-запада поток *Б* на высоте 3100–3160 м расположен в верхней части ригельного выступа. Эта часть ледника к настоящему времени почти полностью деградировала, однако в 1962 г. вместе с потоком *А* они образовывали самостоятельный ледниковый язык, опускавшийся до высоты около 2820 м. Интенсивная деградация этого языка (отступление на 820 м со средней скоростью 15,5 м/год) связана с низким гипсометрическим положением потоков *А* и *Б*, оказывавшихся ниже границы питания при её сравнительно небольшом подъёме. Основной ледниковый поток *В* берёт начало в обширном цирке северо-западной экспозиции, приуроченном к главному водоразделу. За счёт вогнутой в плане формы водораздельного хребта на этом участке длина потока *В* примерно на 1,5 км превышает протяжённость смежного с запада потока *Г*. Последний начинается в цирке восточной экспозиции, также приуроченном к главному водоразделу, но на участке, сме-

щённом несколько севернее. Оба потока образуют совместный язык, спускающийся до высоты 2860 м. В 1984–2001 гг. проявлялся подпруживающий эффект ригельного выступа по правому борту, за счёт чего ледник отступал с низкой скоростью. В последнее десятилетие скорость отступления возросла, и в ближайшей перспективе высокие скорости отступления языка ледника сохранятся, а возможно, даже увеличатся. Последнее мы прогнозируем в связи с наблюдаемыми в настоящее время сильным выполаживанием и утончением языковой части ледника.

Присклоновый ледник № 15 примыкает с запада к леднику № 14. В 1962 г. он был его частью. Занимая орографически выгодное положение, ледник очень стабилен и отступил за 16 лет примерно на 20 м. Вплоть до 2006 г. в каре западнее ледника № 15 существовал небольшой каровый ледник, к 2009 г. окончательно перешедший в категорию забронированных. Наиболее западный из исследованных карово-долинный ледник № 16 (Кара-Чад) расположен в верховьях глубокооврезанной (на 400–500 м) долины в цирке северо-восточной ориентации. Выходя из цирка, ледник постепенно разворачивается к северо-северо-западу и заканчивается широким языком, достигающим высотной отметки 2870 м. Большой объём лавинного материала и метелевый перенос снега с расположенной к юго-западу платообразной поверхности с высотами 3400–3586 м обеспечивают его обильное питание. Сильная затенённость ледника способствует низкой абляции и медленной реакции на климатические изменения. С 1962 по 2000 г. ледник сокращался со средней скоростью 5 м/год, а с 2000 по 2010 г. средняя скорость сокращения была всего 2 м/год (согласно анализу космических снимков); по данным непосредственных наблюдений, в 2004–2006 гг. ледник отступал со скоростью 2,15 м/год. К северо-западу от ледника № 16 в 1962 г. существовал каровый ледник площадью около 0,3 км², деградировавший к 2000 г.

Гляциоклиматические расчёты

Как показывают наши исследования, высотное положение ледников, а также высота границы питания на северном склоне массива Таван-Богдо-Ола существенно различаются на западе и на востоке. Действительно, высота фирновой гра-

ницы на ледниках изменяется от 3040 м на западе до 3500 м на востоке. Конечно, определённый вклад в изменение положения фирновой границы на конкретных ледниках вносит орография, поэтому климатически обусловленное различие в высоте фирновой границы можно получить путём осреднения по группам ледников (см. табл. 3). Однако и разница в 265 м на расстоянии всего 20 км для ледников одного склона очень значительна. С учётом одинаковой экспозиции ледников объяснением такого различия может служить разница в климатических условиях, точнее разное количество осадков, поскольку ввиду широтной протяжённости хребта термические различия его разных частей несущественны. До сих пор о климатических условиях существования ледников массива было известно очень немного. Чтобы определить эти условия, мы использовали данные о положении фирновой границы на ледниках, материалы ближайших метеостанций и результаты снегомерных наблюдений.

Согласно М.В. Тронову, 100 м изменения высоты снеговой границы эквивалентны изменению количества осадков на 180 мм [16]. Если применить подобное соотношение, то различие в количестве осадков на крайнем западном и крайнем восточном из исследованных участков склона должно составлять 477 мм. Другой возможный вариант определения различия в количестве осадков — использование для расчётов зависимости (1), согласно которой разность в количестве осадков на высотах с одинаковыми летними температурами на западе и востоке массива равна 564 мм. Несколько сложнее установить абсолютное количество осадков при отсутствии прямых наблюдений. Самый простой вариант — определение высотного градиента осадков по парам ГМС, расположенных на разных высотных уровнях.

В летнее время, когда в районе исследования выпадает большая часть годовой суммы осадков, на территории к югу от 52° с.ш. на Алтае преобладают циклоны, развивающиеся на полярном фронте [17], велика повторяемость юго-западных (аральских, каспийских, в меньшей степени черноморских) циклонов, что сильно влияет на формирование осадков на северном склоне массива Таван-Богдо-Ола. Западная часть массива, не экранированная от западных потоков хр. Монгольский Алтай, доступна для проникно-

вления влаги с запада (через долину р. Бухтарма) и в меньшей степени — с юго-запада (через долину р. Канас и одноимённый перевал). В связи с этим для расчёта количества осадков на западе массива мы использовали значения вертикального склонового градиента, полученные по парам ГМС, расположенных западнее (см. табл. 4).

Для расчёта количества осадков на высотном уровне 3150 м (средняя высота фирновой границы на ледниках западного отрезка массива) использована средняя величина высотного градиента осадков (19,5 мм на 100 м). Расчёт вели от высоты расположения ГМС Катон-Карагай. Подобная величина градиента, очевидно, минимальна, поскольку в казахстанской части Алтая вертикальный градиент количества осадков составляет 60–120 мм [18]. Отметим также, что принятое значение высотного градиента годового количества осадков близко к значениям, получаемым при аналогичных расчётах по паре ГМС — Кош-Агач—Бертек (20 мм/100 м), которые мы не использовали (как и результаты расчётов по паре ГМС Джазатор—Бертек), поскольку положение этих ГМС относительно массива Таван-Богдо-Ола не соответствует преобладающему направлению влагонесущих потоков. Рассчитанное годовое количество осадков для уровня 3150 м в западной части массива составило 880,5 мм.

Теперь определим среднюю летнюю температуру на высоте фирновой границы на западе массива (3150 м). Для этого сначала следует найти величину высотного температурного градиента, необходимого для экстраполяции от ближайшей ГМС Бертек. Использование зависимости (2) позволило установить, что среднее годовое количество осадков в диапазоне высот между ГМС Бертек и уровнем 3150 м на западе массива составляет 540,5 мм, вычисление высотного градиента по этой формуле даёт значение 0,559 °C/100 м. С использованием полученной величины градиента рассчитано значение температуры на уровне 3150 м, которое равно 2,89 °C. В полученную величину необходимо ввести поправку, связанную с температурным скачком при переходе на ледниковую поверхность. Согласно нашим натурным наблюдениям, на территории горного массива Монгун-Тайга, где ледники схожи с ледниками северного склона массива Таван-Богдо-Ола по размерам, морфологии и климатическим условиям существо-

вания [19], температурный скачок составляет $0,4^{\circ}\text{C}$, тогда окончательная величина после введения поправки будет равна $2,49^{\circ}\text{C}$.

Далее необходимо определить абсолютную высоту уровня температуры $2,49^{\circ}\text{C}$ на востоке массива. Поскольку там выпадает существенно меньшее количество осадков (при разности по формуле (1) в 564 мм оно равно 316,5 мм), то и склоновый температурный градиент должен быть иным. На участке склона от ГМС Бертек до высоты, где температура составляет $2,49^{\circ}\text{C}$, годовое количество осадков меняется от 200 до 316,5 мм, т.е. среднее для данного высотного интервала количество годовых осадков равно 258,5 мм. При таком количестве осадков значения высотного градиента, полученные по зависимости (2), составят $0,615^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. Следовательно, высота, на которой средняя летняя температура имеет значение $2,49^{\circ}\text{C}$, — 3063 м.

Итак, годовое количество осадков на уровне 3063 м на востоке массива составляет 316,5 мм. Рассчитаем количество осадков на уровне 3415 м, соответствующем средней высоте фирновой границы для ледников восточного отрезка массива. Для этого по разности высот и количества осадков ГМС Бертек и уровня 3063 м получим следующую величину склонового градиента количества осадков: $13,4\text{ мм}/100\text{ м}$. Используя эту величину в расчётах, определим количество осадков на уровне фирновой границы на востоке массива, которое равно 364 мм.

Одним из косвенных методов выявления климатических условий существования ледников служат снегомерные работы. В сезон 2015 г. мы заложили два шурфа в областях аккумуляции ледников. *Первый* из них — на леднике № 5 в небольшом пригребневом каре на высоте 3640 м, на участке наибольшего снегонакопления. Этот шурф имеет глубину 1,1 м. С помощью изотопного анализа определена мощность слоя годового накопления снега. Вычисленное значение годового удельного баланса массы составило примерно 425 мм в.э. Отметим, что это, возможно, не окончательная величина, поскольку на момент заложения шурфа сезон абляции не закончился. *Второй* шурф глубиной 2,1 м заложен в центральной части массива на леднике № 9 рядом с ледоразделом с ледником № 10 на высоте 3422 м у подножия крутого ледникового склона. Удельный годовой баланс массы по изо-

топным данным определён в 850 мм в.э. Однако данная величина, на наш взгляд, не очень надёжно установлена ввиду высокой степени гомогенизации изотопного состава снежно-фирновой толщи во втором шурфе.

Безусловно, с учётом удалённости ГМС Катон-Карагай от массива, положения ГМС Бертек на днище котловины в его орографической тени, отсутствия инструментальных метеонаблюдений в высокогорной части массива приведённые вычисления дают лишь общее представление о климатических условиях на территории северного склона массива Таван-Богдо-Ола. Но в целом они подтверждают роль этого горного массива как одного из основных климаторазделов Алтая — зону резкого перехода от гумидного к аридному климату. Именно изучение различий реакции ледников этого района позволяет оценить весь спектр взаимосвязей между ледниками с различной энергией оледенения и климатическими характеристиками.

Следующий этап исследований — *оценка многолетней изменчивости климатических условий существования ледников* территории путём сопоставления её с данными о динамике оледенения. Наиболее длительные ряды наблюдений за темпами отступления есть для двух долинных ледников — № 11 и 14. Как показано ранее, величина осадков на территории массива, особенно в его западной части, формируется преимущественно под влиянием юго-западного потока, поэтому для расчёта индекса баланса массы наиболее приемлемо использование данных по осадкам с ГМС Катон-Карагай. В то же время для оценки термических условий наиболее репрезентативны данные по температуре ГМС Бертек, наблюдения на которой вели в течение ограниченного периода 1960—1980 гг. Решение данной проблемы возможно, если восполнить ряд данными наблюдений на ГМС, функционирующих в настоящее время, при наличии значимой корреляции для периода 1960—1980 гг. При сопоставлении данных ГМС Бертек (средняя летняя температура) с данными ГМС Кара-Тюрек, Катон-Карагай и Кош-Агач наиболее высокая корреляция отмечена с данными ГМС Кош-Агач (0,83), именно поэтому значения средней летней температуры по этой ГМС использовались для восстановления соответствующих рядов по ГМС Бертек.

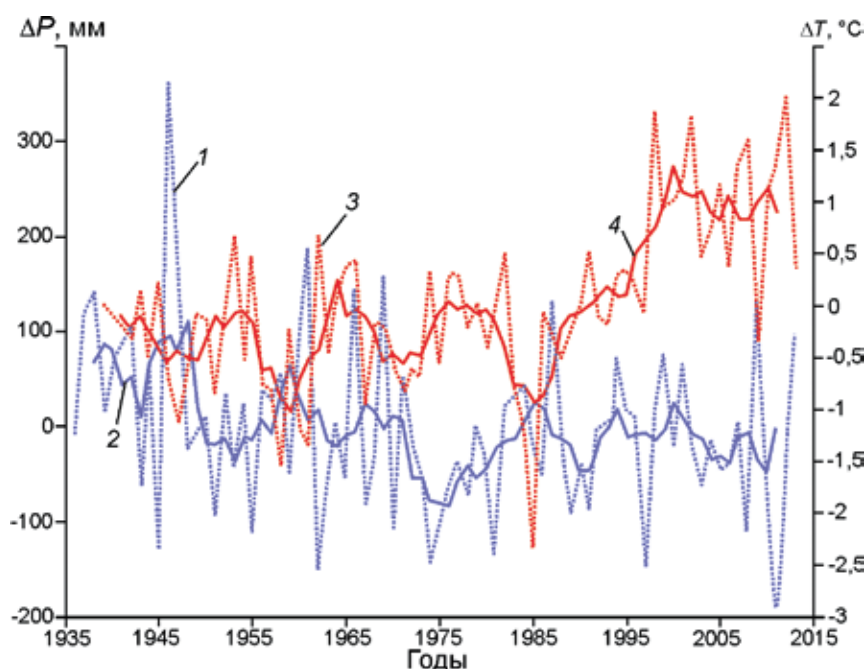


Рис. 7. Отклонения годового количества осадков от среднего за взятый период значения (по данным ГМС Катон-Карагай) (1) и сглаженные по пятилетнему интервалу значения этих отклонений (2); отклонения средних летних температур от среднего значения за рассмотренный период (по данным ГМС Бертек, дополненным на основе данных ГМС Кош-Агач) (3) и сглаженные по пятилетнему интервалу значения этих отклонений (4)

Fig. 7. Deviations of annual precipitation from the mean for the period taken (according to the meteorological station Katon-Karagai) (1) and the values of these deviations smoothed over a five-year interval (2); deviation of mean summer temperatures from the mean value over the considered period (according to the Bertek weather station, supplemented on the basis of the Kosh-Agach weather station data) (3) and the values of these deviations smoothed over a five-year interval (4)

Индекс баланса массы рассчитывался по методике Г.Е. Глазырина (формулы (3) и (4)) с учётом ранее установленных для разных частей массива Таван-Богдо-Ола высотных градиентов температуры и осадков. Для определения коэффициента концентрации снега K на фирновой границе обоих ледников рассчитаны средние величины абляции за период 2000–2005 гг., в течение которого вели непрерывные наблюдения, а положение фирновой границы было стабильным. Затем среднее значение абляции принималось равным аккумуляции и делилось на расчётное значение годового количества осадков на фирновой границе. Коэффициент концентрации снега K составил 2,3 для ледника № 11 и 2,8 для ледника № 14.

Анализ исходных кривых температуры и осадков (рис. 7) позволяет говорить о наличии до 1975 г. отрицательного тренда годового количества осадков, а затем стабилизировавшегося приблизительно на одном уровне на последующем временном отрезке. В изменениях темпе-

ратуры до 1985 г. имел место слабовыраженный отрицательный тренд, однако в интервале 1985–2000 гг. средние летние температуры выросли на 1,5–2 °C, после чего сохранялись примерно на одном уровне. Отметим, что временные отрезки с низкими средними летними температурами совпадали с периодами увеличенного количества осадков: это имело место около 1945–1949, 1956–1960, 1969–1971 и 1983–1987 гг.

Результаты расчётов индекса баланса массы (рис. 8) дают основание утверждать, что различия в изменчивости баланса массы ледников массива во многом определяются разной величиной коэффициента концентрации твёрдых осадков. Ледник № 14, у которого коэффициент концентрации выше, за весь период с 1939 г. демонстрирует отрицательный тренд баланса массы. Ухудшение условий питания ледника ускорилось после 1985 г., что связано с резким повышением летних температур в этот период, и несколько замедлилось после 2000 г. Самое низкое в пределах

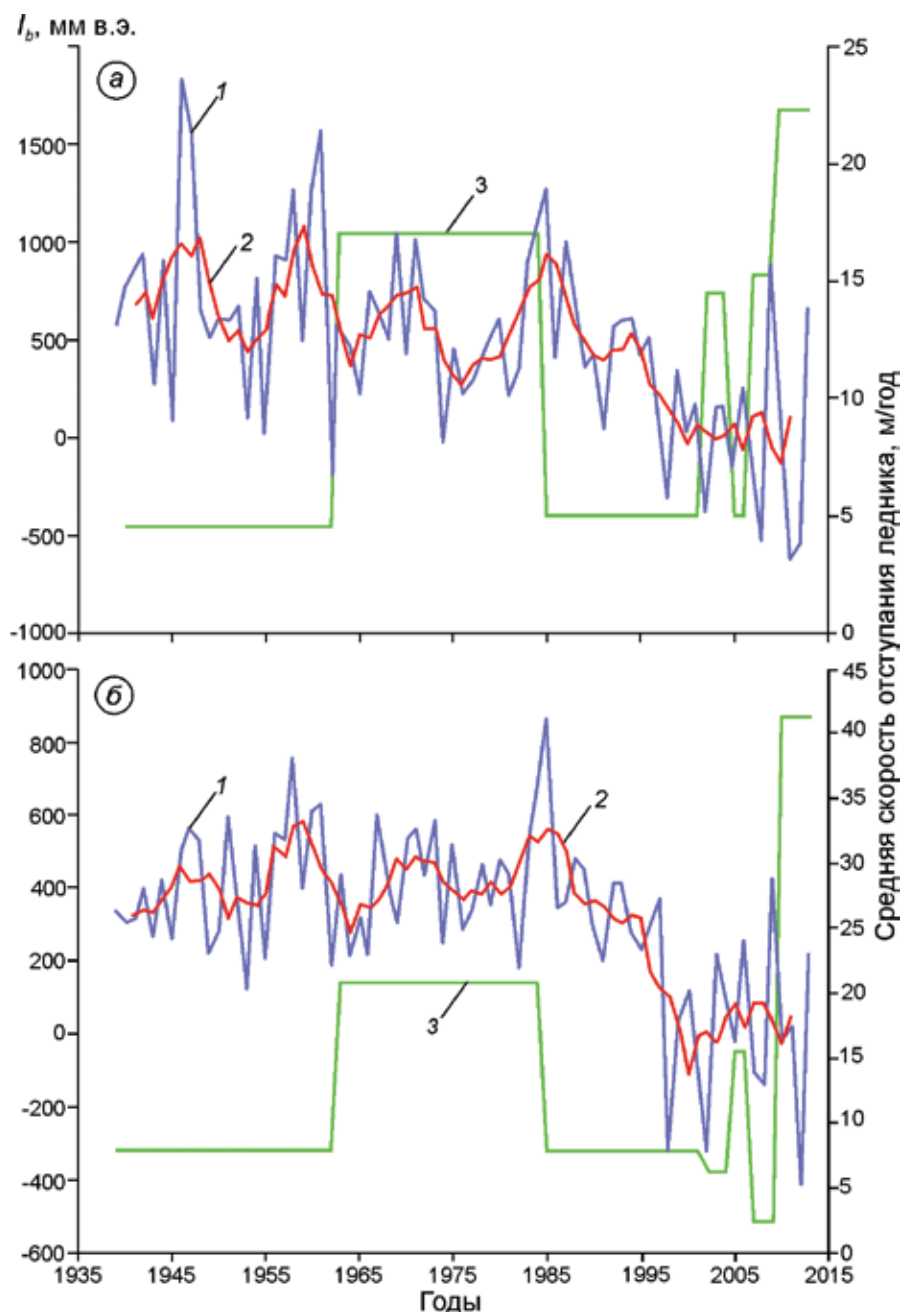


Рис. 8. Сопоставление изменений индекса баланса массы I_b (I), его сглаженных по пятилетним интервалам значений (2) и изменений средней скорости отступления (3) для ледников № 14 (а) и № 11 (б). Для периода 1962–1984 гг. отступление ледников установлено по аэрофотоснимкам, для периода до 1962 г. – по результатам дешифрирования морен МЛП

Fig. 8. Comparison of the changes in the mass balance index I_b (I), its values smoothed over five-year intervals (2) and changes in the average retreat rate (3) for glaciers № 14 (a) and № 11 (b).

For the period 1962–1984 the glacier retreat is established from aerial photographs, for the period up to 1962 – according to the results of interpretation of the moraines of the Little Ice Age

всего горного массива положение данного ледника обеспечивается повышенной концентрацией снега на его поверхности, поэтому он особенно чувствителен к изменчивости количества осад-

ков. Ледник № 11, расположенный на 200–400 м выше, в большей степени зависит от изменений температуры, поэтому для него кривая индекса баланса массы состоит из двух платообразных

участков: первого — до 1985 г., когда слабоотрицательный тренд средней летней температуры компенсировал сокращение осадков; второго — позднее 2000 г., когда тенденции изменения количества осадков и температуры чётко не проявились, и периода очень резкого снижения индекса баланса массы между 1985 и 2000 г. На обеих кривых отчётливо видны временные интервалы увеличения значений I_b — 1956–1960 и 1983–1987 гг.

Особенности многолетних изменений индекса баланса массы ледников позволяют предположить относительно постепенный характер отступления ледника № 14 и более резкие колебания скоростей отступления ледника № 11. В действительности, амплитуда колебаний скоростей отступления второго из них примерно в 2 раза больше, чем у первого, однако ни о каком постепенном изменении скоростей отступления ледника № 14 говорить не приходится. Вероятно, это обусловлено геоморфологическими причинами (подпруживающий эффект ригеля, проявлявшийся до 2001 г., см. выше).

Оценить возможные скорости реакции изучаемых ледников на климатические изменения довольно трудно из-за относительно короткого ряда наблюдений за отступанием ледников (с 1962 г. по результатам дешифрирования АФС и с 1984 г. по данным наземных наблюдений) и продолжительных интервалов между наблюдениями. Другой вариант расчётов — оценка времени реакции ледников на основе статистического метода: построение сумм отклонения скоростей отступления ледников и индекса баланса массы для каждого из них и последующий корреляционный анализ рядов при их сдвиге на различное число лет, как это было сделано для ледника Малый Актру В.П. Галаховым с коллегами [20]. Результаты анализа позволяют рассчитать время реакции ледников на изменения индекса баланса массы в 28–30 лет для ледника № 11 и в 26–28 лет для ледника № 14. К сожалению, при таком анализе практически не учитывается последнее резкое увеличение скоростей отступления ледников после 2009 г. На основе визуального сопоставления кривых баланса массы и скоростей отступления ледников можно предположить, что резкий рост скорости отступления ледников после 2009 г. представляет собой реакцию на период стремительного падения значений I_b после 1985 г. В таком случае время реакции ледников

достигает 20–25 лет. Вполне вероятно, что если действительно имело место ускорение реакции ледников на изменение климата, то это было обусловлено геоморфологическими причинами — выходом на поверхность ригеля в случае ледника № 11 и исчезновением подпруживающего эффекта ригеля для ледника № 14.

Обсуждение результатов

Площадь ледников северного склона массива Таван-Богдо-Ола с 1962 г. сократилась с 31,0 до 23,46 км², т.е. на 24,3%. Ледники массива Монгун-Тайга за почти аналогичный период 1966–2011 гг. сократились с 29,30 до 20,27, т.е. на 31% [21]. Несколько меньшие величины сокращения для массива Таван-Богдо-Ола объясняются большими средними размерами ледников, их более высоким гипсометрическим положением, а также сравнительно малой протяжённостью горных гребней с высотами менее 3500 м, где могли бы располагаться в 1960-е годы малые ледники, впоследствии исчезнувшие.

Для ледников Алтая масштабы сокращения с 1952 по 2003 г. приведены в работах С.А. Никитина с соавторами [22, 23], согласно которым площади ледников Катунского хребта уменьшились на 6,5%, Северо-Чуйского — на 6,9%, Южно-Чуйского — на 6,3%, Южного Алтая и Кара-Алахинских гор — на 8,9%, Табын-Богдо-Ола — на 9,3%. В последнем случае площадь оледенения оценена в 31,1 км² в 1952 г. и в 28,2 км² в 2003 г. Отметим, что в этих оценках не учитывались ледники с площадью менее 0,1 км². Другие данные об изменении площади оледенения Алтая получены в работе [24]: на 21,4% сократились площади ледников Катунского хребта, на 27,1% — площади ледников Северо- и Южно-Чуйских хребтов (для 1952–2008 гг.). Следовательно, полученные нами оценки сокращения оледенения северного склона массива Таван-Богдо-Ола в 1962–2015 гг. достаточно близки к оценкам, полученным другими авторами.

При анализе различий в характере сокращения выделенных ранее пяти групп ледников (см. табл. 3) на северном склоне массива Таван-Богдо-Ола установлено, что наименьшее абсолютное (0,86 км²) и относительное (11%) сокращение испытали ледники центральной группы. Более

Таблица 6. Реконструированная скорость деградации ледников северного склона массива Таван-Богдо-Ола с 1962 по 2015 г.

Характеристики	1962–2001	2001–2009	2009–2015
Сокращение площади оледенения, км ² (%)	5,6 (18,1)	1,82 (7,1)	0,12(0,5)
Средняя скорость сокращения площади оледенения, км ² /год (%/год)	0,14 (0,5)	0,23 (0,9)	0,02 (0,1)

всего сократились ледники крайнего восточного (на 56%) и крайнего западного (на 31%) отрезков главного водораздела. В целом, наименее устойчивы к сокращению оказались группы ледников, приуроченные к пониженным периферийным отрезкам массива и имеющие меньшую интенсивность оледенения. При этом прослеживается чёткая связь относительного сокращения групп ледников с интенсивностью оледенения. Вероятно, это связано с тем, что при низкой интенсивности оледенения (что не обязательно эквивалентно малой площади ледников, скорее означает их удалённость друг от друга) ледники в меньшей степени влияют на микроклимат и более подвержены термическому воздействию окружающих склонов. Напротив, когда ледники сближены или как ледники центральной группы, по сути, представляют собой единый комплекс, в наименьшей степени подверженный влиянию нагреваемых обнажённых склонов и скал, это снижает абляцию, а следовательно, делает их более устойчивыми к изменениям климата.

Абсолютная и относительная скорости сокращения площадей ледников в 2001–2009 гг. возрастали по отношению к аналогичному периоду 1962–2001 гг. (табл. 6). Во многом это связано с тем, что в интервале 2001–2009 гг. к процессам отступления краёв ледников добавилось интенсивное уменьшение их площади в области питания. Так, по нашим данным, примерно 40% сокращения площадей ледников (без бассейнов рек Аргамджи-1 и Кара-Чад) за период 2002–2009 гг. отмечалось на высотах более 3310 м [11]. В основном это связано с обнажением ледоразделов и выходом на поверхность скальных выступов, что объясняется уменьшением мощности льда и заснеженности склонов. Однако в 2009–2015 гг. скорости сокращения площадей ледников были наименьшими из всех рассмотренных интервалов времени, а процесс их деградации на верхних

гипсометрических уровнях приостановился. Наблюдения 2009, 2011 и 2015 гг. показали повышенное снегонакопление на ледниках, а также рост мощности многолетних снежников. Основной вклад в замедление сокращения ледников внесли малые ледники, в то же время как языки обоих долинных ледников сокращались с высокой скоростью. Схожи тенденции замедления сокращения площадей малых ледников в массиве Монгун-Тайга [25] и хр. Чихачева [26].

Выявленный нами характер реакции ледников массива на изменения климата имеет следующие особенности: реакция малых ледников на резкое потепление в интервале времени 1985–2000 гг. исчерпана к 2009 г., тогда как крупные ледники, напротив, только к этому времени начали реагировать на потепление. Так, для нескольких относительно небольших ледников отмечено замедление отступления (№ 5, 8, 10: средняя площадь 1,8 км², средняя длина 2,6 км) (см. табл. 5). Ускорение отступления имеет место у ряда более крупных ледников (№ 4, 11, 14: средняя площадь 3,6 км², средняя длина 3,2 км). Скачкообразные отступления языков долинных ледников, подобные выявленному нами для ледника № 11 (Аргамджи-2-Западный), отмечены нами в массиве Монгун-Тайга у долинных ледников Левый Мугур и Шара-Хорагай [25]. Основываясь на большой степени морфологического сходства ледника Шара-Хорагай с ледником Аргамджи-2-Западный, мы прогнозировали для последнего предстоящее резкое ускорение отступления [25]. Результаты полевых наблюдений 2015 г. полностью подтвердили этот прогноз. Полученное нами запаздывание реакции долинных ледников на климатические колебания на 26–30 лет вполне сопоставимо с величиной 35 лет, установленной для ледника Малый Актру в работе [20].

Заключение

Проведённые исследования позволили существенно дополнить и обновить имеющуюся информацию о современном состоянии ледников северного склона массива Таван-Богдо-Ола как за счёт включения в современный Каталог ранее не обследованных ледников (ледник № 1), так и благодаря новым наблюдениям за другими ледниками. Продлены многолетние ряды на-

блюдений за сокращением ледников. Выполнены гляциоклиматические расчёты, снегомерные работы, выявлены климатические условия существования исследованных ледников. Установлено, что современное оледенение северного склона массива Таван-Богдо-Ола представлено 16 ледниками суммарной площадью 23,46 км²; средневзвешенная высота фирновой линии составляет 3335 м. Различия в высоте фирновой границы на западе и на востоке северного склона массива достигают 460 м, что связано с большой разницей в годовой сумме осадков, составляющей на фирновой границе, согласно расчётам, от 364 мм на востоке до 880 мм на западе. При одинаковых абсолютных высотах горного обрамления ледников такое изменение количества осадков приводит к двукратному увеличению интенсивности оледенения.

Площадь ледников северного склона массива Таван-Богдо-Ола с 1962 г. сократилась с 31,0 до 23,46 км², или на 24,3%. Самые высокие скорости сокращения ледников отмечены в 2001–2009 гг., что связано с реакцией ледников на интенсивное потепление и уменьшение количества осадков в 1984–2001 гг. На сокращение площади значительно повлияли деградация верхних частей ледников и выход ледоразделов на поверхность. В 2009–2015 гг. сокращение площадей ледников замедлилось, а деградация их верхних частей приостановилась, что, вероятно, вызвано адаптацией малых (каровых, висячих и склоновых) ледников к современным

климатическим условиям, стабилизировавшимся после 2000 г. В то же время скорости отступления языков долинных ледников после 2009 г. продолжили расти. Обнаружено скачкообразное (на 280 м) уменьшение длины языка ледника № 11. Причины отмеченного явления — метакронная реакция на потепление в интервале 1985–2000 гг., а также влияние ступенчатости рельефа. Для малых ледников более характерно замедление отступления языков. В ближайшие годы при сохранении климатических тенденций последних 15 лет следует ожидать продолжения быстрого отступления языков двух наиболее крупных ледников массива Таван-Богдо-Ола (№ 11 и 14) одновременно с дальнейшим замедлением отступления малых ледников.

Благодарности. Исследование выполнено при финансовой поддержке Русского географического общества в рамках научного проекта № 08/2016-И, РФФИ и РГО, проекта № 13-05-41075 РГО_а, РФФИ, проекты № 15-05-06611 А, № 13-05-00851-а, № 14-05-00796, а также Санкт-Петербургского университета, проект 18.38.418.2015.

Acknowledgements. The study was carried out with the financial support of the Russian Geographical Society within the framework of the scientific project No. 08/2016-I, RFBR and the RGO, project No. 13-05-41075 RGO_a, RFBR, projects No. 15-05-06611 A, No. 13-05-00851-a, № 14-05-00796, as well as St. Petersburg University, project 18.38.418.2015.

Литература

1. Галахов В.П., Редькин А.Г. Современное и древнее оледенение горного узла Табын-Богдо-Ола // География и природопользование Сибири. 2001. № 4. С. 153–175.
2. Сапожников В.В. По Русскому и Монгольскому Алтаю. М.: Географгиз, 1949. 579 с.
3. Тронов М.В. Очерки оледенения Алтая. М.: Географгиз, 1949. 373 с.
4. Ревякин В.С., Окишев П.А. Современное оледенение в верхней части бассейна р. Аргут // Гляциология Алтая. 1970. № 6. С. 29–36.
5. Каталог ледников СССР. Т. 15. Вып. 1. Ч. 5. Л. Гидрометеиздат, 1977. 47 с.
6. Ревякин В.С., Мухаметов Р.М. Динамика ледников Алтае-Саянской горной системы за 150 лет // МГИ. 1986. № 57. С. 95–99.

References

1. Galakhov V.P., Red'kin A.G. Present and past glaciation of Tavan-Boghd mountain knot. *Geografiya i prirodopol'zovanie Sibiri*. Geography and environmental management of Siberia. 2001, 4: 153–175. [In Russian].
2. Sapozhnikov V.V. *Po Russkomu i Mongolskomu Altayu*. In Russian and Mongolian Altai. Moscow: Geografiz, 1949: 579 p. [In Russian].
3. Tronov M.V. *Ocherki oledeneniya Altaya*. Essays of the Altai glacierization. Moscow: Geografiz, 1949: 373 p. [In Russian].
4. Revyakin V.S., Okishev P.A. Present-day glaciation of the Argut river upper basin. *Glyatsiologiya Altaya*. Glaciology of Altai. 1970, 6: 29–36. [In Russian].
5. *Katalog lednikov SSSR*. USSR Glacier Inventory. V. 15. Issue 1. Pt. 5. Leningrad: *Gidrometeoizdat*. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1977: 47 p. [In Russian].
6. Revyakin V.S., Mukhametov R.M. Dynamics of glaciers of Altai-Sayan mountain system over the last 150 years.

7. Ревякин В.С., Мухаметов Р.М. Динамика ледников Табын-Богдо-Ола // Гляциология Сибири. 1993. Т. 19. № 4. С. 83–92.
8. Михайлов Н.Н., Останин О.В. Изменение ледников Южного и Центрального Алтая с конца XIX в. и тенденции их развития в XXI веке // География и природопользование Сибири. 2004. № 7. С. 172–182.
9. Селиверстов Ю.П., Москаленко И.Г., Чистяков К.В. Оледенение северного склона массива Таван-Богдо-Ола и его динамика // Изв. РГО. 2003. Т. 135. № 5. С. 1–16.
10. Чистяков К.В., Москаленко И.Г. Оледенение северного склона массива Таван-Богдо-Ола // МГИ. 2006. Вып. 101. С. 111–116.
11. Москаленко И.Г., Ганюшкин Д.А., Чистяков К.В. Современное и древнее оледенение северного склона массива Таван-Богдо-Ола // Лёд и Снег. 2013. № 3 (123). С. 33–44. doi: 10.15356/2076-6734-2013-3-33-44.
12. Ганюшкин Д.А., Чистяков К.В., Бучева М.В. Изменчивость высотного положения фирновой линии на ледниках Алтае-Саянской горной страны и ее связь с климатическими параметрами // Изв. РГО. 2013. Т. 145. № 4. С. 45–53.
13. Банцев Д.В., Ганюшкин Д.А., Екайкин А.А., Чистяков К.В. Изотопно-геохимические исследования нивально-гляциальных систем горного массива Табын-Богдо-Ола (Западная Монголия) // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 2. С. 169–176. doi: 10.15356/2076-6734-2016-2-169-176.
14. Глазырин Г.Е. Распределение и режим горных ледников. СПб: Гидрометеиздат, 1985. 181 с.
15. Барбаш В.Р., Боcharова Н.Г., Давидович Н.Е., Кренке А.Н. Расчеты некоторых характеристик таяния и его тепловых ресурсов с помощью ЭВМ // МГИ. 1982. № 43. С. 114–119.
16. Тронов М.В. О некоторых географических признаках климата в высокогорной местности // Гляциология Алтая. 1964. № 3. С. 12–51.
17. Егорина А.В., Попова К.И., Дюкарев А.Д., Кондратьев В.П. Климат Юго-Западного Алтая. Усть-Каменогорск: Алтайский. гос. ун-т, Восточный гуманитарный ин-т, Вост.-Каз. Центр Гидрометеорологии Казгидромета, 2002. 240 с.
18. Егорина А.В. Влияние горного барьера казахстанской части Алтая на пространственно-временные характеристики атмосферных осадков // Вест. ВКГТУ. 2007. № 3. Геология. С. 6–9.
19. Ганюшкин Д.А. Гляциогенные комплексы резкоконтинентального района северо-запада Внутренней Азии: Дис. на соиск. уч. степ. д-ра геогр. наук. Санкт-Петербургский гос. ун-т, 2015. 429 с.
20. Галахов В.П., Назаров А.Н., Харламова Н.Ф. Коледания ледников и изменение климата в позднем Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy. Data of Glaciological Studies. 1986, 57: 95–99. [In Russian].
7. Revyakin V.S., Mukhametov R.M. Dynamics of glaciers of Tabyn-Bogdo-Ola. Glyatsiologiya Sibiri. Glaciology of Siberia. 1993, 19 (4): 83–92. [In Russian].
8. Mikhaylov N.N., Ostanin O.V. Changes of glaciers of the South and Central Altai since the late XIX century and the tendencies of their development in the XXI century. Geografiya i prirodopol'zovanie Sibiri. Geography and environmental management of Syberia. 2004, 7: 172–182. [In Russian].
9. Seliverstov Yu.P., Moskalenko I.G., Chistyakov K.V. Glaciation of the northern slope of Tavan-Bogdo-Ola massif and its dynamics. Izvestiya RGO. Proc. of the Russian Geographical Society. 2003, 135 (5): 1–16. [In Russian].
10. Chistyakov K.V., Moskalenko I.G. Glaciation of the northern slope of Tabyn-Bogdo-Ola massif and its dynamics. Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy. Data of Glaciological Studies. 2006, 101: 111–116. [In Russian].
11. Moskalenko I.G., Ganyushkin D.A., Chistyakov K.V. Modern and ancient glaciation of the northern slope of the Tavan-Bogdo-Ola massif. Led i Sneg. Ice and Snow. 2013, 3 (123): 33–44. doi: 10.15356/2076-6734-2013-3-33-44. [In Russian].
12. Ganyushkin D.A., Chistyakov K.V., Bueva M.V. Variability of the altitudinal position of firn line on the glaciers of Altai-Sayan mountain region and its connection with climatic parameters. Izvestiya Russkogo Geograficheskogo Obshchestva. Bulletin of the Russian Geographical Society, 2013, 145 (4): 45–53. [In Russian].
13. Bantsev D.V., Ganyushkin D.A., Ekaikin A.A., Chistyakov K.V. Isotope-geochemical studies of the glacial-nival systems of the Tabyn-Bogdo-Ola mountain massif (Western Mongolia). Led i Sneg. Ice and Snow. 2016, 56 (2): 169–176. doi: 10.15356/2076-6734-2016-2-169-176. [In Russian].
14. Glazyrin G.E. Raspredelenie i rezhim gornyykh lednikov. Distribution and regime of mountain glaciers. Leningrad: Gidrometeoizdat. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1985: 181 p. [In Russian].
15. Barbash V.R., Bocharova N.G., Davidovich N.E., Krenke A.N. Calculations of some characteristics of melting and its heat resources by means of a computer. Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy. Data of Glaciological Studies. 1982, 43: 114–119. [In Russian].
16. Tronov M.V. On some geographic characteristics of climate in high-mountain territory. Glyatsiologiya Altaya. Glaciology of Altai. 1964, 3: 12–51. [In Russian].
17. Egorina A.V., Popova K.I., Dyukarev A.D., Kondrat'ev V.P. Klimat Yugo-Zapadnogo Altaya. Climate of South-Western Altai. Ust'-Kamenogorsk: Altayskij gosudarstvennyi universitet, Vostochnyi humanitarnyi institut, Vostochno-Kazakhstanskiy Tsentr Gidrometeorologii Kazgidrometa. Ust-Kamenogorsk: Altai State University, Eastern Humanitarian Institute, East-Kazakhstan Center for Hydrometeorology of Kazhydromet, 2002: 240 p. [In Russian].
18. Egorina A.V. Influence of the mountain barrier of the Kazakh part of Altai on the spatial and temporal characteristics of atmospheric precipitation. Vestnik VKGTU. Bulletin of VKGTU. 2007, 3: 6–9. [In Russian].
19. Ganyushkin D.A. Glyatsiogennye komplekсы rezko-kontinental'nogo rayona severo-zapada Vnutrenney Azii. Glaciogenic complexes of sharply continental area of north-west Inner Asia. Saint-Petersburg State University, 2015: 429 p. [In Russian].

- голоцене по материалам исследований ледников и ледниковых отложений бассейна Актру (Центральный Алтай, Северо-Чуйский хребет). Барнаул: Изд-во Алтайского ун-та, 2005. 132 с.
21. Чистяков К.В., Ганюшкин Д.А., Москаленко И.Г., Зелепукина Е.С., Амосов М.И., Волков И.В., Глебова А.Б., Гузель Н.И., Журавлев С.А., Прудникова Т.Н., Пряхина Г.В. Горный массив Монгун-Тайга. СПб: Арт-Экспресс, 2012. 310 с.
 22. Нарожный Ю.К., Никитин С.А., Лукьянов А.А. Режим и динамика ледников Алтая: ресурсная оценка и тенденции изменения // Снежно-ледовые и водные ресурсы высоких гор Азии: Материалы междунар. семинара «Оценка снежно-ледовых и водных ресурсов Азии». Алматы, Казахстан, 28–30 ноября 2006 г. Алматы, 2007. С. 208–216.
 23. Никитин С.А. Закономерности распределения ледниковых льдов в Русском Алтае, оценка их запасов и динамики // МГИ. 2009. № 107. С. 87–96.
 24. Носенко Г.А., Никитин С.А., Хромова Т.Е. Изменение площади и объема ледников Горного Алтая (Россия) с середины XX в. по данным космических съёмок // Лёд и Снег. 2014. № 2 (126). С. 5–13. doi: 10.15356/2076-6734-2014-2-5-13.
 25. Чистяков К.В., Ганюшкин Д.А., Курочкин Ю.Н. Современное состояние и динамика нивально-гляциальных систем массивов Таван-Богдо-Ола и Монгун-Тайга // Лёд и Снег. 2015. № 1 (129). С. 49–60. doi: 10.15356/2076-6734-2015-1-49-60.
 26. Ганюшкин Д.А., Чистяков К.В., Кунаева Е.П., Волков И.В., Банцев Д.В. Современное оледенение хребта Чихачева (Юго-Восточный Алтай) и его динамика после максимума малого ледникового периода // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 1. С. 29–42. doi: 10.15356/2076-6734-2016-1-29-42.
 27. Харламова Н.Ф. Климатические особенности плоскогорья Укок и прилегающих территорий // Изв. Алтайского гос. ун-та. 2004. № 3. С. 71–77.
 28. Galakhov V.P., Nazarov A.N., Kharlamova N.F. *Kolebaniya lednikov i izmenenie klimata v pozdnem golotsene po materialam issledovaniy lednikov i lednikovyykh otlozheniy basseyna Aktru (Tsentral'niy Altay, Severo-Chuyskiy khrebet)*. Fluctuations of glaciers and climate change in the late Holocene based on studies of glaciers and glacial deposits of the Aktru basin (Central Altai, North Chuisky Range). Barnaul: Altai State University, 2005: 132 p. [In Russian].
 29. Chistyakov K.V., Ganyushkin D.A., Moskalenko I.G., Zelepukina E.S., Amosov M.I., Volkov I.V., Glebova A.B., Guzyel' N.I., Zhuravlev S.A., Prudnikova T.N., Pryakhina G.V. *Gorniy massiv Mongun-Tayga*. Mongun-Taiga mountain massif. Saint-Petersburg: Art-Express, 2012: 310 p. [In Russian].
 30. Narozhnyi Yu.K., Nikitin S.A., Luk'yanov A.A. Regime and dynamics of Altai glaciers: recourse estimation and tendencies of change // *Snezhno-ledovye i vodnye resursy vysokikh gor Azii. Materialy Mezhdunarodnogo Seminara «Otsenka snezhno-ledovykh i vodnykh resursov Azii»*. Almaty. Snow, ice and water resources of high mountains in Asia. Materials of intern. seminar «Estimation of snow, ice and water resources in Asia». Kazakhstan, 28–30 November 2006. Almaty, 2007: 208–216. [In Russian].
 31. Nikitin S.A. Distribution of glacier ice in the Russian Altai, estimation of its storage and dynamics. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2009, 107: 87–96. [In Russian].
 32. Nosenko G.A., Nikitin S.A., Khromova T.E. Glacier area and volume changes in the Mountain Altai (Russia) since the mid-twentieth century from space imagery data. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2014, 2 (126): 5–13. doi: 10.15356/2076-6734-2014-2-5-13. [In Russian].
 33. Chistyakov K.V., Ganyushkin D.A., Kurochkin Y.N. Present state and dynamics of glacial-nival systems of Mongun-Taiga and Tavan-Bogdo-Ola mountain massifs. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2015, 1 (129): 49–60. doi: 10.15356/2076-6734-2015-1-49-60. [In Russian].
 34. Ganyushkin D.A., Chistyakov K.V., Kunaeva E.P., Volkov I.V., Bantsev D.V. Current glaciation of the Chikhachev ridge (South-Eastern Altai) and its dynamics after maximum of the Little Ice Age. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2016, 56 (1): 29–42. doi: 10.15356/2076-6734-2016-1-29-42. [In Russian].
 35. Kharlamova N.F. Climatic characteristics of Ukok plateau and adjacent areas. *Izvestiya Altayskogo Gos. Un-ta*. Proc. of the Altai State University. 2004, 3: 71–77. [In Russian].

Изменения ледника Абрамова (Алайский хребет) с 1850 по 2014 г.

© 2017 г. А.Н. Мандычев, Р.А. Усубалиев, Э.А. Азисов

Центрально-Азиатский институт прикладных исследований Земли, Бишкек, Кыргызская Республика
a.mandychev@caiaig.kg

Changes of the Abramov Glacier (Alay Ridge) from 1850 to 2014

A.N. Mandychev, R.A. Usubaliev, E.A. Azisov

Central-Asian Institute of Applied Researches of the Earth, Bishkek, Kyrgyzstan
a.mandychev@caiaig.kg

Received May 18, 2016

Accepted January 26, 2017

Keywords: *aerial survey, glacier position, glacier tongue, glacier surge, space images.*

Summary

The purpose of this study was to determine the nature and rate of changes of the Abramov glacier over the period from 1850 to 2014. The glacier is located on the Alay Ridge in Kyrgyzstan. Its borders were estimated by means of interpretation and analysis of space images from the satellites Landsat-2, 5, 7, 8, KH-4A and KH-9 (program Corona), Geoeye-1 together with aerial photographs and topographical maps, and with addition of results of the field survey of the glacier's tongue by GPS instruments. As a result, we could find that the longstanding degradation of the glacier continued over the whole period under investigation, and against the background of that there were periods of relative stabilization of the front of the tongue as well as the periods of the glacier advances of different duration and intensity. In 1850, the total area of the glacier accounted for 26.4 km², but by 2014 it reduced by 3.65 km², or 13.8%, and became equal to 22.75 km². Thus, annual reduction of the glacier area was equal approximately to 0.02 km² per a year, and its length decreased by almost 2950 m, i.e., the glacier contracted, on the average, by 18 m per a year. It should be noted that changes of the glacier area were similar during both the initial and final periods of observations, and it means that no intensification of anthropogenic impact upon the glacier was observed. Obviously, this fact is indicative of the prevalence of natural factors in the change of the glacier, expressed in irregular duration of cyclic changes.

Citation: Mandychev A.N., Usubaliev R.A., Azisov E.A. Changes of the Abramov Glacier (Alay Ridge) from 1850 to 2014. *Led i Sheg. Ice and Snow*. 2017. 57 (3): 326–333. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2017-3-326-333

Поступила 18 мая 2016 г.

Принята к печати 26 января 2017 г.

Ключевые слова: *аэрофотосъёмка, космические снимки, ледниковая пульсация, положение ледника, язык ледника.*

Цель данного исследования – определить характер и скорость изменения ледника Абрамова. Методика определения границ ледника за 1850–2014 г. предусматривала дешифрирование и анализ космических снимков спутников Landsat-2, 5, 7, 8, KH-4A, KH-9 программы Corona, Geoeye-1, аэрофотоснимков и топографических карт, а также съёмку в полевых условиях границ языка ледника с помощью GPS-приборов. В эти годы продолжалась деградация ледника Абрамова, его площадь сократилась на 3,65 км², т.е. на 13,8%. Средняя скоростью сокращения площади ледника составила около 0,02 км²/год.

Введение

Задача настоящего исследования – определить характер и скорости изменения ледника Абрамова, расположенного в Алайском хребте Кыргызстана (рис. 1), за 1850–2014 гг. на основе данных, полученных в прошлом и в настоящее время. Детальнее всего ледник Абрамова исследовался в 1967–1994 гг. на базе гляциологического стационара «Ледник Абрамова», созданного Среднеазиатским региональным научно-исследовательским институтом (САРНИГМИ). В по-

следние годы исследования ледника вели эпизодически в рамках различных проектов.

С 2011 г. в рамках проектов «Вода в Центральной Азии» и «SATCOS» полевые исследования ледника ведёт Центрально-Азиатский институт прикладных исследований Земли (ЦАИИЗ, г. Бишкек, Кыргызстан) совместно с Центром исследования Земли (г. Потсдам, Германия) и Университетом Фрибурга (Швейцария). Выполняются измерения, необходимые для определения баланса массы ледника, а также его границ и морфологических характеристик. Недалеко от существовавшего ранее, раз-



Рис. 1. Местоположение ледника Абрамова:
1 – расположение и абсолютная высота гляциологического стационара «Ледник Абрамова» до 1994 г.; 2 – расположение и абсолютная высота автоматической метеостанции ЦАИИЗ с 2011 г.

Fig. 1. Location of Abramov Glacier.

1 – position and altitude of the glacier station «Abramov Glacier» till 1994; 2 – site and altitude of automatic meteorological station of CAIAG since 2011

рушенного гляциологического стационара «Ледник Абрамова» установлена и работает автоматическая метеостанция ЦАИИЗ (см. рис. 1). В рамках этих проектов выполнены дешифрирование и анализ космических снимков, аэрофотоснимков, топографических карт, рассмотрены результаты геодезических измерений и уже опубликованные материалы.

Методика исследований

Основные характеристики снимков приведены в табл. 1. Главный метод оценки корректности относительного положения границ ледника по снимкам и другим данным, полученным в разное время, – сравнение положения границ стабильных элементов рельефа (древних морен, локальных впадин, русел водотоков, гребней и вершин хребтов, скал, глыб), расположенных в основном на относительно пологом рельефе и в непосредственной близости к языку ледника. Кроме того, в позиционировании снимков и схем использован такой критерий, как стабильность во времени боковых границ ледника, расположенных выше конца языка, вне зоны интенсивной боковой абляции.

Границы ледника определяли в программе ENVI с помощью снимков, синтезированных по нескольким спектральным каналам, по пограничным пикселям, наиболее соответствующим согласно спектральной характеристике телу ледника и покрывающей его морене, а также по пикселям ближних инфракрасных каналов (каналы 6, 7), соответствующих наиболее охлажденным поверхностям открытого льда и морен, под которыми залегает лёд. Основное внимание уделяли границе языка ледника, расположенного в области абляции, как наиболее изменчивой части ледника. Границу ледника в области аккумуляции мы рассматриваем как практически неизменную в течение всего периода наблюдений. Это в значительной мере обусловлено преобладающей отрицательной температурой, препятствующей сокращению площади питания ледника, а также крутыми склонами в области питания и ледоразделами, ограничивающими значительное увеличение этой площади.

Основные космические снимки, использованные для определения границы ледника, – это снимки спутников Landsat, полученные с интернет-сервиса Earth Explorer геологической службы США. Снимки этих спутников, как видно из табл. 1, имеют разрешение в основном 15–30 м, реже 60 м с уровнем обработки L1T. Этот уровень обеспечивает определённую точность геопозиционирования на основе использования наземных контрольных точек и цифровой модели поверхности Земли. Данная точность представлена круговой ошибкой геопозиционирования при соответствующей доверительной вероятности (ДВ). Эта ошибка для снимков спутников Ландсат составляет: Landsat-2 < 60 м при 88% ДВ; Landsat-5 < 30 м при 99,5% ДВ; Landsat-7 < 30 м при 99,7% ДВ; Landsat-8 < 30 м при 99,6% ДВ. Для остальных исходных данных, используемых при дешифрировании, аналогичная оценка точности геопозиционирования отсутствует.

Минимальная ошибка дешифрирования всех используемых снимков соответствует величине разрешения снимка. Для результатов дешифрирования основное значение имеет оценка относительной пространственной точности позиционирования, которая выполнялась по измерению разницы в положении границ стабильных форм рельефа на сравниваемом опорном снимке и другом снимке, а также иного вида данных, геопривязанных по опорному снимку. В нашем случае в качестве опорных использованы снимки спутни-

Таблица 1. Космические снимки и аэрофотоснимки, использованные для определения границ ледника Абрамова

Дата съёмки	Спутник, самолёт	Сенсор	Разрешение снимков, м	Уровень обработки, проекция, система координат
19.10.1964	Corona, КН-4А	Фотокамера	3	Геопривязка, UTM, WGS 84
22.11.1973; 20.08.1980	Corona, КН-9		6	
12.07.1975; 04.08.1981; 18.07.1986	Аэрофотоснимок		1,8; 1; 1,6	
28.09.1977; 14.07.1978	Landsat-2	MSS	60(57 × 79)	L1T
20.10.1992; 02.08.1998	Landsat-5	TM	30	
29.08.1999; 16.09.2000; 02.08.2001; 22.09.2002; 24.08.2003; 27.04.2004; 14.09.2005; 17.09.2006	Landsat-7	ETM	15–30	
19.07.2007	Geoeye-1	Оптико-электронный	1,2	Орторектификация, UTM, WGS 84
20.09.2007; 05.08.2008; 08.08.2009;	Landsat-7	ETM	15–30	L1T
04.09.2010; 07.09.2011	Landsat-5	TM	30	
03.10.2012	Landsat-7	ETM	15–30	
12.09.2013; 27.06.2014	Landsat-8	OLI_TIRS	15–30	

ка Geoeye-1, имеющие максимальное разрешение и исходную геопривязку, а также снимки спутников Landsat. При сорегистрации снимков, не имеющих оригинальной геопривязки (аэрофотоснимки, снимки Corona), точки привязки выбирались вблизи языка ледника на стабильных, относительно пологих формах рельефа. В этом случае минимизируются геометрические искажения изображения за счёт угла съёмки и наклона поверхности рельефа.

Для детализации границ ледника Абрамова разного времени, кроме снимков спутника Landsat, использовались, как уже упоминалось, космические снимки по программе Corona, полученные спутниками США с августа 1960 по май 1972 г. и с марта 1973 по октябрь 1980 г. (см. табл. 1). Они также получены с интернет-сервиса Earth Explorer, USGS, в разделе Declass 1(1996), 2(2002). Геопривязка этих снимков выполнялась по снимку спутника Geoeye-1 от 19.07.2007 г. с сервиса Google Earth по характерным наземным опорным точкам, расположенным вблизи языка ледника Абрамова. В результате получены границы ледника в 1964, 1973 и 1980 гг. В этом случае ошибка дешифрирования границ за счёт неортогональности снимка, деформации фотоплёнки и неточности геопозиционирования не превышала 50–100 м.

В дополнение к этому, положение языка ледника Абрамова в 1975, 1981 и 1986 гг. определено по аэрофотоснимкам (см. табл. 1), их геопривязка выполнена аналогично упомянутым снимкам Corona. Корректность привязки и относительная линейная ошибка оценивались в тех же пределах, что и для снимков Corona. Кроме этого, граница ледника Абрамова в 1986 г. подтверждена по

топографической карте района ледника масштаба 1:25 000, построенной на основе стереотопографической съёмки 1986 г. и изданной в 1991 г. Кыргызским аэрогеодезическим предприятием Госгеодезии СССР.

С целью получения более полной картины изменения ледника Абрамова и интегрирования ранее полученных материалов в систему современных цифровых данных использованы результаты исследований этого ледника, изложенные в публикации [1], в частности, опубликованный вариант схемы расположения границ ледника с 1850 по 1984 г. Эта схема была масштабирована и геопривязана с точностью не менее 50–100 м по приведённым в ней данным о расстояниях между разновременными границами, характерным контурам рельефа, руслу р. Кок-Су и границам ледника, полученным нами в результате дешифрирования космических снимков. Корректность пропорций схемы и геопривязки подтверждается по границе 1850 г. на рис. 2, которая хорошо вписывается в чётко наблюдаемую на снимке спутника Geoeye-1 (2007 г.) границу следа эрозионного воздействия льда на западный и восточный борта долины соответственно характерного поворота ледника по западной границе на северо-восток, совпадением конфигурации русла р. Кок-Су на схеме и на космическом снимке, а также совпадением обобщённой границы 1973–1974 гг. на схеме с границей 1973 г., полученной нами по снимку Corona.

Таким образом были получены в цифровом виде имеющиеся на схеме из публикации [1] границы ледника Абрамова в 1850, 1900, 1936, 1954, 1967, 1970, 1973–1974, 1984 гг. Положение грани-

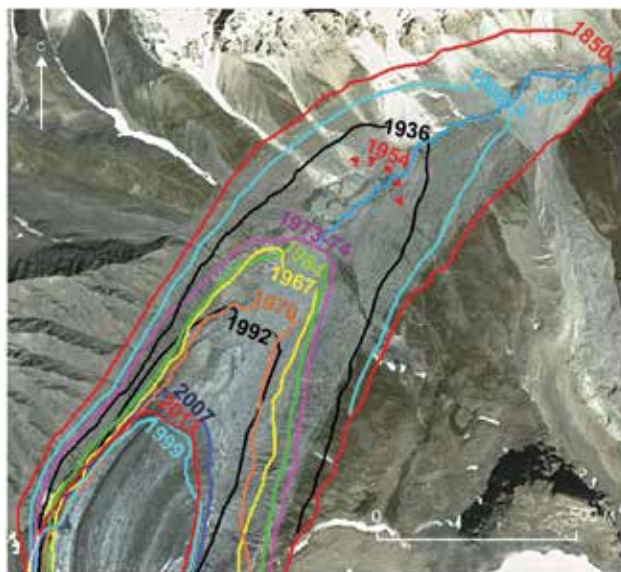


Рис. 2. Расположение некоторых характерных границ ледника Абрамова с 1850 по 2013 г.

Fig. 2. Position of some characteristic borders of Abramov Glacier since 1850 for 2013

цы 1954 г. на схеме определено на основе сообщения в публикации [1] о расстоянии в 650 м между границами 1954 и 1967 гг. В целом получено достаточно точное соответствие границ ледника по схеме и космическим снимкам, особенно во фронтальной части языка ледника, и несколько хуже — по боковым границам, особенно по восточной.

Для ещё большей детализации изменения позиции языка ледника в период с 1969 по 1974 г., включающей в себя и известную по публикации [1] значительную наступательную подвижку (пульсацию) ледника в 1972–1973 гг., использована детальная схема из публикации [2]. Эта схема также была масштабирована и геопривязана, и границы ледника на ней практически совпадают с границами, полученными по космическому снимку Corona от 22.11.1973 г. и аэрофотоснимку от 12.07.1975 г. В этом случае получено хорошее совпадение восточной и северной частей границы ледника по схеме с границей ледника по космическому снимку. Некоторое отклонение на восток западной части границы ледника на схеме от границы по космическому снимку, возможно, связано с определением границы ледника при составлении схемы по явному проявлению льда без учёта части ледника, покрытой мореной. Согласно нашему варианту привязки схемы из публикации [1], разница подвижки при пульсации по расстоянию и скорости составляет

около 14%, что соответствует возможной линейной ошибке позиционирования в пределах 50 м.

Во всех рассмотренных случаях минимальный временной интервал, используемый для оценки скорости изменения ледника, составляет примерно один год. Это обусловлено тем, что значительная часть информации по изменению ледника, используемая в работе [1], не имеет более детальной временной характеристики. При этом большинство космических снимков, используемых для анализа, получены в период с июля по октябрь, т.е. максимальная ошибка интервала времени между сравниваемыми снимками равна ± 4 месяца.

Результаты исследований и обсуждение

В результате дешифрирования космических снимков спутников Landsat с помощью программы ENVI 4.7 и последующей обработки в программе MapInfo 10 получены границы ледника Абрамова за период с 1977 по 2013 г. по снимкам спутников Landsat-2, 5, 7, 8. По результатам дешифрирования наиболее стабильны боковые восточная и западная границы ледника. По ним общий диапазон расхождения выявленных границ составляет около 60 м, а ошибки определения отдельных границ разного времени — менее 60 м. Относительная точность положения границ возрастает по мере перехода к снимкам Landsat-7, 8 за счёт наличия панхроматического канала с разрешением 15 м.

Наблюдаемое расхождение границ 1977 и 1978 гг. во фронтальной части языка на 15–25 м с более низким положением границы 1978 г. по отношению к границе 1977 г. не отождествляется с наступательной подвижкой ледника, так как это различие находится в пределах возможной ошибки позиционирования и дешифрирования. В целом можно утверждать, что средняя граница фронта ледника в период 1977–1978 гг. определена достаточно точно, что подтверждается небольшим расхождением годовых границ во фронтальной части языка, несмотря на то, что снимки Landsat этого времени имеют худшие характеристики по разрешению по сравнению с более поздними снимками. Кроме того, по выявленным границам установлено, что с 1978 по 1992 г. произошло отступление ледника на расстояние около 380 м с линейной скоростью 26 м/год относительно максимально продвинутых вниз по рельефу частей границ.

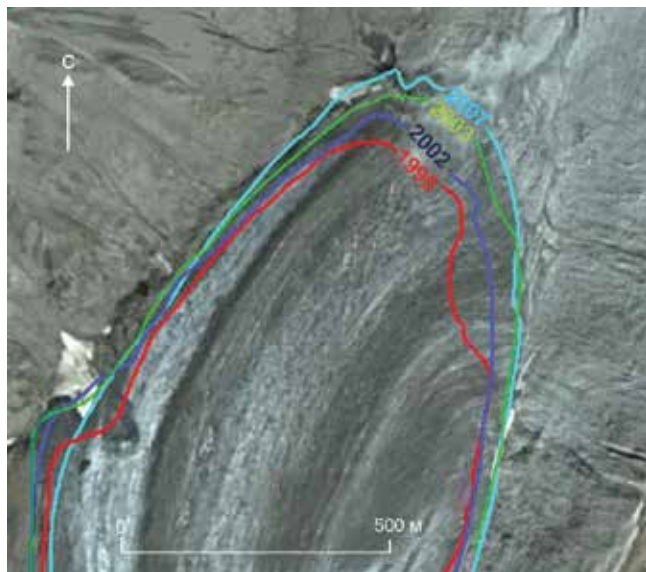


Рис. 3. Границы ледника Абрамова с 1999 по 2007 г. по снимкам спутников Geoeye-1, Landsat-5, Landsat-7
Fig. 3. Borders of Abramov Glacier since 1999 for 2007 on images of the satellites Geoeye-1, Landsat-5, Landsat-7

С 1992 по 1998 и 1999 гг. отступление ледника продолжилось на расстояние 600 и 680 м соответственно; средняя скорость отступления при этом значительно увеличилась и составляла около 86 м/год.

После этого, как видно на рис. 3, с 1999 до 2007 г. наблюдалось увеличение площади ледника. Наступание ледника происходило с 2001 по 2005 г. С 1999 по 2001 г. и с 2005 по 2007 г. имели место периоды относительной стабилизации границ языка ледника с их незначительным неоднозначным перемещением в диапазоне от 20 до 40 м соответственно. Максимальное линейное продвижение границы языка ледника за 2001–2005 гг. составило около 150–160 м, т.е. средняя скорость наступания была 30–40 м/год. Таким образом, мы достаточно уверенно фиксируем непрерывное по времени, значительное по протяжённости и площади наступание языка ледника Абрамова с 2001 по 2005 г. В данном случае (см. рис. 3) в качестве фонового использован космический снимок спутника Geoeye-1 от 19.07.2007 г. с разрешением около 1,2 м. По этому снимку определено положение границы ледника в 2007 г. Эта граница расходится во фронтальной части на $\pm 10 \div 15$ м с границей, определённой по снимку Landsat-7 от 20.09.2007. С 2007 по 2013 г., как видно на рис. 2, началось явное отступление языка ледника максимум на 150 м со средней скоростью 21 м/год, определённое по снимкам

Landsat-8. Таким образом, граница 2013 г. практически совпала с границей 1999 г.

По результатам инструментальных измерений с помощью GPS-приборов с точностью позиционирования до 10 м уверенно определяется тенденция отступления ледника с 2012 по 2014 г. с линейной скоростью порядка 20 м/год. По этим же границам линейная скорость отступления с 2007 по 2014 г. составляет около 23 м/год. В это же время наблюдается (см. рис. 3) уменьшение ширины языка ледника вблизи его концевой части на 70–80 м за счёт отступления на запад его восточной границы с постепенным уменьшением этого сокращения в южном направлении.

Использование всех рассмотренных выше источников информации подтвердило положение некоторых границ и дополнило общую картину изменения ледника Абрамова в 1850, 1900, 1936, 1954, 1964, 1967, 1969, 1970, 1972, 1973–1974, 1975, 1980, 1981, 1984, 1986 гг. Анализ положения границ ледника на снимках со спутника Landsat, снимках программы Corona, аэрофотоснимках, топографической карты и опубликованных схем позволило получить более детальную картину характера и скорости изменения границ ледника Абрамова с 1850 по 2013 г. (см. рис. 2). Из приведённых рисунков видно, что граница языка ледника часто имеет извилистую форму, кроме того, язык ледника может в значительной мере изменяться в боковых частях, сужаясь или расширяясь. Поэтому рассмотренные здесь линейные скорости имеют ориентировочный характер, так как определены по отдельным точкам границ ледника, максимально выступающих вниз по рельефу и не отклоняющихся аномально от общего характера конфигурации границы. В этом случае изменение площади языка ледника — более объективный параметр, учитывающий все особенности изменения формы границы.

В соответствии с этим для установленных здесь разновременных границ были вычислены изменения площади и годовая скорость изменения площади для соответствующих замкнутых контуров, полученных с помощью общей линии сравнения, проведённой поперёк той части языка, где разновременные боковые границы имеют минимальное расхождение. Эти результаты вместе с ориентировочной оценкой линейной скорости приведены в табл. 2 и показаны на рис. 4. Подчеркнём, что при небольшом интервале времени между определением границ ледника, в нашем случае около одного

Таблица 2. Скорость изменения площади и длины языка ледника Абрамова

Годы	Изменение площади языка ледника, км ²	Скорость изменения площади языка ледника, км ² /год		Разница в оценке скорости изменения площади языка ледника Δ , % ($\Delta = V_{s1} - V_{s2}$)	Линейная скорость изменения длины языка ледника, м/год
		V_{s1}	V_{s2} [2]		
1850–1900	–0,762	–0,015	–0,014	6,7	–11,2
1900–1936	–0,607	–0,017	–0,013	23,5	–12,8
1936–1954	–0,202	–0,011	–	–	–13,9
1954–1964	–0,953	–0,095			–34
1964–1967	–0,051	–0,017	–0,027	–37	–103,3
1967–1970	–0,215	–0,072	–0,077	–6,5	–73,3
1970–1973*	0,372	0,124	0,18	–31,1	116,7
1972–1973**	<i>0,109</i>	<i>0,109</i>	–		300–350
1973–1974	0,016	0,016	0,007	56	40
1974–1977	–0,307	–0,102	–	–	–12,7
1977–1978	–0,083	–0,083			(25)
1978–1980	0,042	0,021			46,5
1980–1981	–0,035	–0,035			–40
1981–1984	0,108	0,036	0,024	33,3	20
1984–1986	–0,416	–0,208	–	–	–70
1986–1992	–0,077	–0,0128			–51,7
1992–1998	–0,427	–0,071			–101,7
1998–1999	–0,044	–0,044			–80
1999–2000	–0,0037	–0,0037			–20
2000–2001	0,0317	0,0317			10
2001–2002	0,032	0,032			49
2002–2003	0,058	0,058			56
2003–2004	0,025	0,025			39
2004–2005	0,016	0,016			27
2005–2006	–0,0185	–0,0185	–	–	–20
2006–2007	–0,0139	–0,0139			–20
2007–2008	–0,0234	–0,0234			–60
2008–2009	–0,0369	–0,0369			–30
2009–2010	–0,0164	–0,0164			–25
2010–2011	–0,0161	–0,0161			–30
2011–2012	0,0038	0,0038			(–15)
2012–2013	–0,0199	–0,0199			–15
2013–2014	–0,0217	–0,0217			–30

*По схеме [2]. **По схеме [4]. Знак минус означает отступление ледника, плюс – наступание; курсив – относительно быстрое наступание ледника без существенного изменения объёма льда; жирный шрифт – относительно медленное наступательное движение, возможно, более зависимое от увеличения приходной части баланса; в скобках – линейные скорости, имеющие иной знак, чем площадные; прочерк – отсутствие информации.

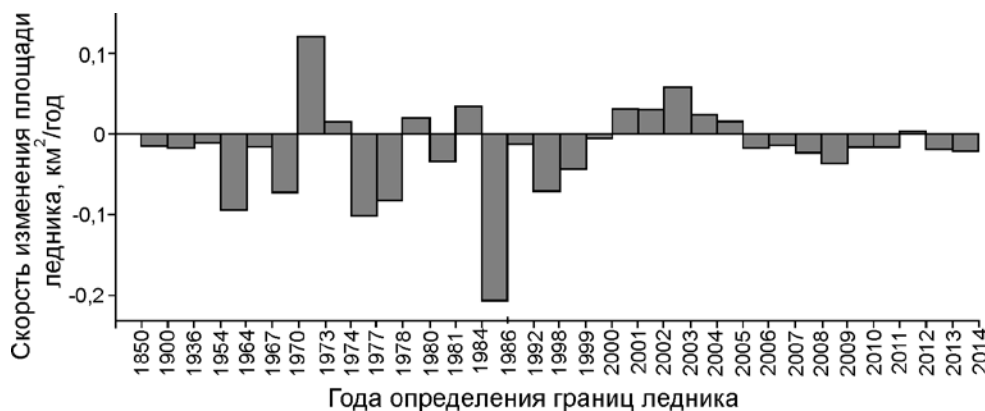


Рис. 4. Скорость (км²/год) и знак изменения площади ледника Абрамова с 1850 по 2014 г.

Fig. 4. Speed (km²/year) and direction of change of the Abramov Glacier area over 1850–2014

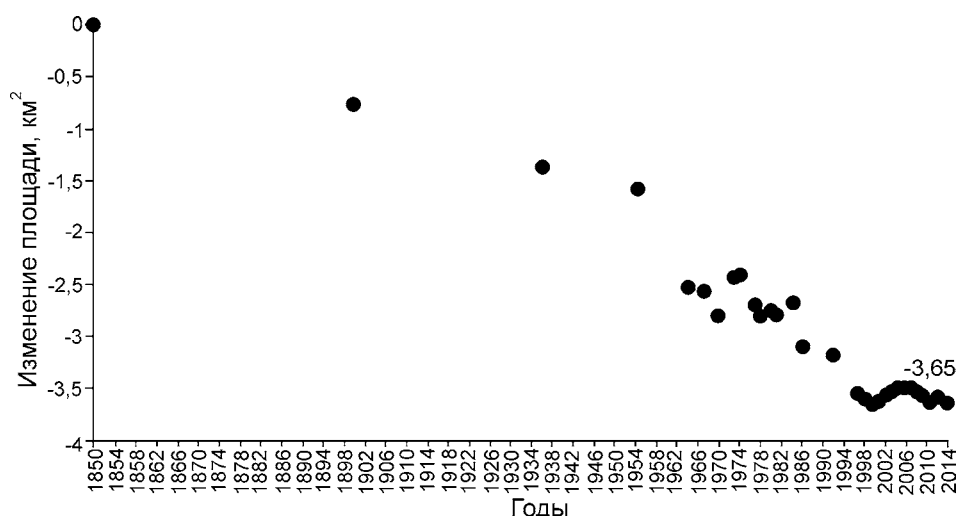


Рис. 5. Изменение площади языка ледника Абрамова с 1850 по 2014 г.

Fig. 5. Changes of the area of Abramov Glacier tongue over 1850–2014

года, и соответственно небольших линейных изменениях их положения возможно противоречие между знаком линейной и площадной скорости изменения, так как первая не учитывает разницу в положении сравниваемых границ при их взаимном пересечении. В этом случае более точный результат обеспечивает более длительный временной интервал сравнения границ. В целом при относительно больших временных интервалах знак и величина изменения площади ледника соответствуют изменениям его границ по линейным измерениям.

Факт противоречия в знаке скоростей отражён (см. табл. 2) для линейных скоростей в виде их величин, заключённых в скобки; эту же причину имеет разница в линейной и площадной оценках времени начала подвижки ледника в 2000–2001 гг. В табл. 2 выделено относительно быстрое наступание ледника в 1972, 1973 гг. без существенного изменения объёма льда, которое можно определить как пульсацию [1] непосредственно, вероятно, слабо связанную с увеличением приходной части баланса ледника, и относительно медленное наступательное движение в 2000–2005 гг., возможно, более зависимое от увеличения приходной части баланса. В обоих случаях мы видим предпосылку для наступательного движения в виде увеличения приходной части баланса массы ледника. Так, из работы [3] следует, что в 1972 г. ледник имел положительный баланс массы на фоне предшествующих и последующих годов с отрицательным балансом, а согласно публикации [4], в период с 2000 по 2005 г. два года — 2001 и 2002 — имели минимальный отрицательный баланс относительно предшествующих и последующих годов.

На основе описанных здесь и полученных ранее результатов [1] выполнено сравнение скоростей изменения ледника (см. табл. 2). Максимальное расхождение в оценке скорости — 56%, с превышением нашей оценки почти в два раза, наблюдается для периода 1973–1974 гг. Это объясняется вычислением площади в нашем варианте по более детальной схеме из публикации [2]. Средняя разница в оценке скорости изменения площади ледника, без указанного здесь максимального значения, составляет 21% для положительного и 20,5% для отрицательного значения. При этом границы 1969 и 1972 гг., согласно схеме из публикации [2], не использовались для оценки скорости изменения площади ледника из-за неопределённости положения боковых частей этих границ.

На основе полученных результатов построен кумулятивный график изменения площади языка ледника за весь период наблюдения (рис. 5). Поскольку изменение площади ледника связано с изменением объёма льда, этот график приблизительно отражает в основном отрицательный характер баланса массы ледника за весь период наблюдений; при этом учитывается, что пульсационные подвижки ледника, приводящие только к увеличению его площади, непосредственно не связаны с ростом приходной статьи баланса массы ледника. График (см. рис. 5) показывает, что с 1850 по 1954 г. средняя скорость отступления ледника была около $0,014 \text{ км}^2/\text{год}$, а с 2005 по 2014 г. — около $0,021 \text{ км}^2/\text{год}$, т.е. в последнем случае она была близка к скорости в начале наблюдений и ниже максимальных величин, которые наблюдались в некоторые предшествующие периоды вре-

мени. Этот факт свидетельствует о том, что скорость деградации ледника не возрастает, несмотря на усиление антропогенного воздействия с середины XIX в. По-видимому, за последующие 100 лет, вплоть до 1950 г., главную роль в изменениях ледника играли естественные факторы.

Судя по схеме из публикации [1], площадь ледника Абрамова в 1850 г. составляла 26,4 км²; на топографической карте масштаба 1:25 000 издания 1991 г. в 1986 г. она была равна 23,28 км², а к 2014 г. она составила 22,75 км². Таким образом, площадь ледника Абрамова с 1850 по 2014 г. уменьшилась на 3,65 км² (или на 13,8%), т.е. площадь ледника сокращалась по 0,02 км²/год. За этот же период длина ледника уменьшилась приблизительно на 2950 м, в среднем по 18 м/год.

Выводы

Дешифрирование космических снимков, аэрофотоснимков, анализ результатов полевых измерений и опубликованных материалов позволил определить границы ледника Абрамова в разные годы и оценить скорость изменения ледника. Подтверждена тенденция многолетнего отступления ледника, однако на этом фоне отмечены периоды относительной стабилизации фронтальной части языка, а также периоды наступательных подвижек разной длительности и интенсивности. Медленные отступления и наступания ледника обусловлены главным образом изменением балан-

са массы льда, а относительно быстрые его изменения представляют собой пульсации, которые происходят без существенного изменения массы льда, а за счёт его перераспределения в процессе движения из-за изменения физико-механических свойств льда и неравномерности его накопления—расхода на ложе ледника.

Площадь ледника изменяется от +0,12 до –0,1 км²/год при средней величине +0,036 и –0,044 км²/год, а длина ледника — от +117 (экстремальное 350) до –103 м/год при средней величине +42 (экстремальное 78) и –39 м/год. Обращает на себя внимание близость средних скоростей положительного и отрицательного знака, за исключением аномальных значений. В случае значительных продвижений вперёд (пульсаций) скорость кратковременно может достигать 300–530 м/год, или 0,8–1,45 м/сут. Площадь ледника в 1850 г. была равна 26,4 км², а в 2014 г. она сократилась на 3,65 км², т.е. уменьшилась на 13,8%. Помимо известной подвижки ледника в 1972–1973 гг., мы зафиксировали новую подвижку в 2001–2005 гг. со средним смещением в 155 м.

Скорости изменения площади ледника в начальный и конечный периоды наблюдений были одинаковыми. Это означает, что изменения, вызванные антропогенным воздействием, практически отсутствуют. Подобный факт имеет более общее значение: в Центрально-Азиатском регионе в развитии природы подавляющую роль играют естественные факторы, а антропогенное воздействие пока пренебрежимо мало.

Литература

1. Глазырин Г.Е., Камнянский Г.М., Перцигер Ф.И. Режим ледника Абрамова. СПб.: Гидрометеоздат, 1993. 228 с.
2. Суслов В.Ф., Акбаров А.А., Емельянов Ю.Н., Ноздрухин В.К., Кислов Б.В., Иногамова С.И., Арапов П.П., Харитонов Г.Г., Герасимова З.А., Неупокоев В.А., Алиев О. Ледник Абрамова. Л.: Гидрометеоздат, 1980. 206 с.
3. Перцигер Ф.И. Ледник Абрамова — климат, сток, баланс массы. Ташкент, 1996. 279 с.
4. Barandun M., Huss M., Sold L., Farinotti D., Azisov E., Salzmann N., Usabaliev R., Merkushkin A., Hoelzle M. Re-analysis of seasonal mass balance at Abramov glacier, 1968–2014 // Journ. of Glaciology. 2015. V. 61. № 230. P. 1103–1117. doi: 10.3189/2015 JoC14j239.

Reference

1. Glazyrin G.E., Kamnaynskiy G.M., Pertsiger F.I. *Rezhim lednika Abramova. Regime of glacier Abramov*. Sankt-Peterburg: Gidrometeoizdat, 1993: 228 p. [In Russian].
2. Suslov V.F., Akbarov A.A., Emelyanov Yu.N., Nozdrukhin V.K., Kislov B.V., Inogamova S.I., Arapov P.P., Kharitonov G.G., Gerasimova Z.A., Neupokoev V.A., Aliev O. *Lednik Abramova. Abramov Glacier*. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1980: 206 p. [In Russian].
3. Pertsiger F.I. *Lednik Abramova — klimat, stok, balans massy*. Abramov Glacier — climate, runoff, mass balance. Tashkent, 1996: 279 p. [In Russian].
4. Barandun M., Huss M., Sold L., Farinotti D., Azisov E., Salzmann N., Usabaliev R., Merkushkin A., Hoelzle M. Re-analysis of seasonal mass balance at Abramov glacier, 1968–2014. Journ. of Glaciology. 2015, 61 (230): 1103–1117. doi: 10.3189/2015 JoC14j239.

Изменение климата и размеров ледников в горах Кузнецкого Алатау в 1975–2015 гг.

© 2017 г. М.М. Адаменко*, Я.М. Гутак, В.А. Антонова

Сибирский государственный индустриальный университет, Новокузнецк, Россия

*adamenko.marina@gmail.com

Climate change and the size of glaciers in the Kuznetsky Alatau Mountains between 1975 and 2015

M.M. Adamenko*, Ya.M. Gutak, V.A. Antonova

Siberian State Industrial University, Novokuznetsk, Russia

*adamenko.marina@gmail.com

Received August 8, 2016

Accepted January 10, 2017

Keywords: *climate changes, Kuznetsky Alatau Mountains, monitoring of glaciers.***Summary**

Climate change in the Kuznetsky Alatau (Western Siberia) highlands (on its eastern macroslope) was investigated using data of the Nenasthaya weather station collected for the last 40 years. It is the only highland station functioning now in the area under investigation. Basing on the correlation between average daily temperatures for the period 1974–1975, obtained at the Nenasthaya station and meteoropost Karatash (located in front of the Kartash Glacier), we believe that the Nenasthaya one is enough representative for analysis of the climate in this glacio-nival zone. Linear trends for mean summer temperatures and annual precipitation sums had been calculated. Analysis of the linear trends has indicated that for the last 40 years the average summer temperature in the Kuznetsky Alatau increased by 1.3 °C with the growth rate of 0.33 °C/10 years. Average annual precipitation has also increased by 320 mm (the growth rate is 80 mm/10 years). These climatic changes did cause corresponding reactions of glaciers in the area. The analysis of current changes in the glacio-nival systems demonstrated that different morphological types of glaciers reacted to the current climate change in different ways. Small slope glaciers and perennial snowfields degraded significantly (70–90% of the area had melted) due to the temperature rise. Some ones transformed into the category of perennial snowfields. Large corrie glaciers located on the leeward slopes of wide watersheds in the negative relief forms did only slight retreat. They mostly continue to exist because the amount of accumulated snow mass increased and, thus, compensated the ablation. The largest decrease in the area of glaciers took place in 2002–2004. Since 2005, large glaciers stopped to degrade and were in relative equilibrium with climate. This article presents estimation of dynamics of the Kuznetsky Alatau glaciers since their cataloging made in the 1980-s, and it contains the detailed information about fluctuation of areas of glaciers Karatash № 56, Chernoy-Iyusky № 83, and Tsentralny № 87 in 1975–2015 received from data obtained in field measurements and remote sensing methods. The area increase of some individual glaciers since 2005 is shown. An effort to compare dynamics of main climatic factors having impact on the glaciations with the dynamics of the glacier areas had been made.

Citation: Adamenko M.M., Gutak Ya.M., Antonova V.A. Climate change and the size of glaciers in the Kuznetsky Alatau Mountains between 1975 and 2015. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2017. 57 (3): 334–342. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2017-3-334-342

Поступила 8 августа 2016 г.

Принята к печати 10 января 2017 г.

Ключевые слова: *климатические изменения, Кузнецкий Алатау, мониторинг ледников.*

Статья посвящена анализу изменений климата и нивально-гляциальных систем гор Кузнецкого Алатау (Западная Сибирь) за последние 40 лет. Установлен факт увеличения площади отдельных крупных ледников района. Колебания ледников рассматриваются на фоне трендов изменения средних летних температур воздуха и годового количества осадков по метеостанции Ненастная – единственной высокогорной станции в горах Кузнецкого Алатау.

Введение

Текущие климатические изменения вызывают ответную реакцию природных геосистем [1]. Поэтому мониторинг ледников – чутких индикаторов климатических изменений – актуальная задача. В этом отношении особое значение

имеют малые ледники средневысоких гор Кузнецкого Алатау (рис. 1), чутко реагирующие на климатические изменения. Режим этих низко залегающих ледников зависит не только от колебаний температуры воздуха в период абляции, но и от концентрации снега на подветренных склонах [2].

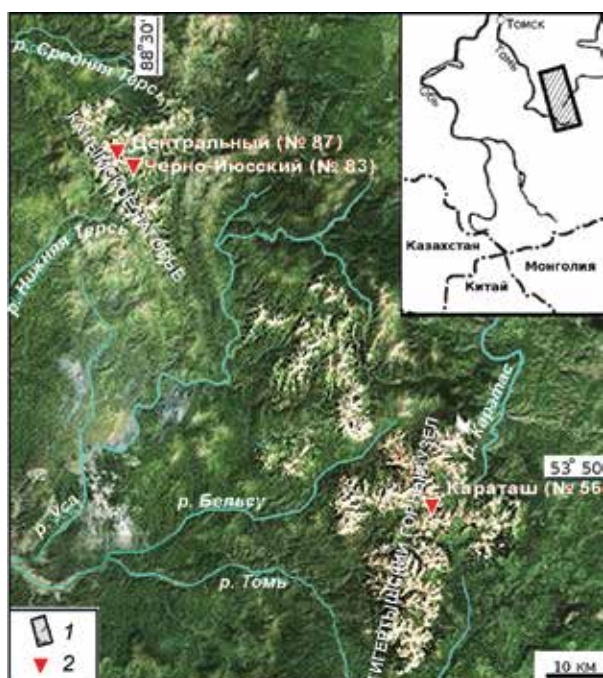


Рис. 1. Местоположение объектов исследования: 1 – расположение гор Кузнецкого Алатау на схеме Юго-Западной Сибири; 2 – расположение ледников, для которых изучена динамика изменения площади по годам

Fig. 1. Location of the study objects:

1 – location of Kuznetsky Alatau mountains on the scheme of South-Western Siberia; 2 – location of glaciers which the area change dynamics was studied

Мы ведём наблюдения на ледниках Кузнецкого Алатау с 2002 г., одновременно разрабатывая методику прогнозирования изменений экологических условий гольцового пояса гор этого региона. В 2002–2005 гг. зафиксировано сокращение оледенения Кузнецкого Алатау: 18 из 30 исследованных ледников деградировали до снежно-ледовых образований; их общая площадь сократилась с 1,4 до 0,5–0,3 км² [3, 4]. Сокращение ледников Кузнецкого Алатау зафиксировали также А.А. Сюбаев [5] и Н.В. Коваленко [6, 7]. Однако, несмотря на общую деградацию здешних ледников, некоторые ледники с 1980-х годов отступили незначительно, а в последние годы даже наращивали ледовую массу [1].

Методика исследований

Мы проанализированы данные метеостанции (ГМС) Ненастная за весь период инструментальных наблюдений с 1934 по 2015 г.,

получив их с электронного портала ВНИИГМИ-МЦД [8]. Были рассчитаны средние летние температуры и годовая сумма осадков за 1975–2015 гг. Линейные тренды изменения метеорологических показателей в горах Кузнецкого Алатау мы сравнили с тенденциями фонового изменения климата. На основе корреляции хода метеорологических показателей по ГМС Ненастная и метеопосту на леднике Караташ, функционировавшему в 1974 и 1975 гг. (данные П.С. Шпиня [9, 10]), доказана репрезентативность этой метеостанции для характеристики нивально-гляциального пояса исследуемого региона.

Для оценки колебаний ледников Кузнецкого Алатау с момента их каталогизации в 1980-х годах использованы прямые полевые наблюдения, анализ космоснимков и парных фотоснимков. В 2002–2005 гг. при полевых работах исследовано 30 ледников Канымского нагорья и Тигертышского горного узла гор Кузнецкого Алатау, внесённых в Каталог ледников СССР [11]. Проводились непосредственные GPS-измерения и измерения с помощью мерной ленты, а также морфологические описания ледников и снежно-ледовых образований. Использованы также данные Н.В. Коваленко [6, 7] и А.А. Сюбаева [5]. Для оценки изменения положения фронтов крупных каровых ледников в 2003 г. на моренах ледников Тронова и Караташ была разбита закреплённая на местности съёмочная сеть. В статье представлены данные о положении фронта ледника Караташ для середины августа 2004, 2005 и 2015 гг.

Данные полевых измерений дополнены расчётами площадей ледников Караташ № 56, Черно-Июсский № 83 и Центральный № 87 в открытой Web GIS-программе Landsatlook Viewer [12], которая позволяет визуализировать весь архив изображений Landsat в формате Natural Color без необходимости специализированного программного обеспечения. Пространственное разрешение снимков – 30 м/пиксель. Учитывая, что при каталогизации ледников площадь была оценена с точностью до сотых долей квадратного километра, использование снимков невысокого пространственного разрешения для решения поставленных задач мы считаем допустимым. Сравнение площадей ледников по результатам полевых измерений и расчётов дистанционным способом позволило установить различия в измерениях двумя методами – не более 0,005 км².

Мы использовали космоснимки ледников, сделанные в конце сезона абляции (с 9 августа по 15 сентября), когда ледники хорошо различимы, не скрыты облаками и отсутствуют следы сезонных снегопадов. При расчёте площади ледников Караташ и Черно-Июсский была включена также площадь примыкающих к ним фирновых полей; точно также поступил и П.С. Шпинь при составлении Каталога ледников СССР. Для ледника Караташ — это верхнее фирновое поле, имеющее вид узкого потока и приуроченное к вершине водораздела, у ледника Черно-Июсского — это правая маломощная часть ледника. В настоящее время оба эти участка к концу сезона абляции отделяются от основного тела ледника. В результате работ составлен наиболее полный ряд изменения площадей ледников Кузнецкого Алатау за период 1975–2015 гг. В дополнение мы изучили много фотографий ледников этого района 1980–90-х годов из архива первооткрывателя оледенения Кузнецкого Алатау П.С. Шпиня (Новокузнецкий краеведческий музей) и личного архива И.В. Гуляева.

Кузнецкого Алатау, где толщина снежного покрова достигает 4–4,5 м, а сумма осадков — 3000 мм.

Ледники в горах Кузнецкого Алатау обнаружены в период Международного гидрологического десятилетия (1965–1975 гг.) П.С. Шпинем, каталогизировавшим 91 ледник общей площадью 6,79 км² [2]. Расположение ледников на таких малых высотах (1200–1500 м над ур. моря) является «уникальным случаем для внутриконтинентальных областей всего северного полушария» [2, с. 3]. Здесь распространены преимущественно присклоновые ледники и ледники, близкие к ним по морфологическому типу.

К крупным ледникам примыкают фирновые поля; П.С. Шпинь включил их в состав ледников. В особо неблагоприятные годы они полностью исчезают, а в годы, благоприятные для сохранения снежной массы, вся перигляциальная зона крупных полого-наклонных ледников скрыта под снежным полем толщиной в первые десятки метров, сохраняющимся всё лето. Подобное мы наблюдали на леднике Караташ в 2007 г.

Особенности климата и ледников гор Кузнецкого Алатау

Территория Алатауско-Шорского нагорья отличается значительной суммой осадков, более половины которой выпадает в виде снега. По данным П.С. Шпиня [13] и наших полевых снегомерных съёмок, максимальное количество твёрдых осадков приходится на осевые водоразделы гор

Климата нивально-гляциальной зоны за последние 40 лет

Климат высокогорья за 1974–1975 гг. мы анализируем по данным ГМС Ненастная и метеопоста на леднике Караташ [9, 10] (рис. 2). У фронта ледника Караташ на высоте около 1420 м среднесуточные температуры на 2,6 °С ниже, чем на высоте 1183 м. Это намного выше разности температур, если исходить только из вертикального градиента, кото-

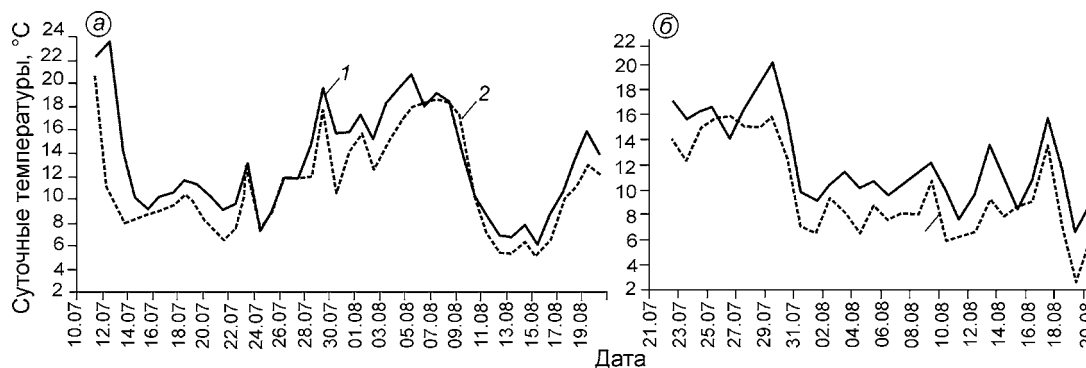


Рис. 2. Совмещённый график хода суточных температур по ГМС Ненастная (1) и метеопосту на леднике Караташ (2) (по данным [12, 13]) для июля–августа 1974 г. (а) и 1975 г. (б)

Fig. 2. Combined chart of average daily temperatures at the weather station Nenastnaya (1) and weather station at the front of Karatash Glacier (2) (after [12, 13]) for July and August of 1974 (a) and 1975 (b)

рый по разным оценкам летом в горах Кузнецкого Алатау составляет от 0,46 [14] до 0,71 °C/100 м [15]. Данная особенность, безусловно, связана с выхолаживающим влиянием ледника на приземные слои воздуха. Коэффициент корреляции хода температур в летние периоды 1974–1975 гг. между ГМС Ненастная и метеопостом Караташ составляет 0,92–0,95. Это значит, что ГМС Ненастная репрезентативна для оценки климатических условий всей нивально-гляциальной зоны Кузнецкого Алатау.

На протяжении последних 40 лет средние летние температуры воздуха в Кузнецком Алатау стабильно возрастали. Средняя температура лета за 1975–1979 гг. составила 11,6 °C, за 1990–1994 гг. – 12 °C, за 2011–2015 гг. – 12,7 °C; эти величины показывают линейный тренд в 0,33 °C за 10 лет. За 40 лет средняя летняя температура воздуха в Кузнецком Алатау выросла на 1,3 °C (с 11,2 до 12,5 °C). За этот период увеличивалось и количество осадков: в 1975–1979 гг. выпадало около 1580 мм, в 1990–1994 гг. – 1632 мм, в 2011–2015 гг. – 1680 мм. Таким образом, среднегодовая сумма осадков росла по 80 мм за 10 лет. За 40 лет средняя годовая сумма осадков увеличилась на 320 мм.

Полученные для гор Кузнецкого Алатау данные хорошо согласуются с материалами отчёта Федеральной службы по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды об изменении климата в 2015 г. При этом скорость роста средних летних температур в горах Кузнецкого Алатау ниже, чем аналогичный показатель по России (0,42 °C за 10 лет [16]). Юг Западной Сибири, куда относятся и горы Кузнецкого Алатау, выделяется минимальными показателями потепления за год, а также увеличением количества осадков и продолжительности залегания снежного покрова. Летом потепление наблюдается на всей территории Российской Федерации, но на юге Сибири есть районы, где этот рост очень слабый [16, с. 15]. В 2014 г. в Западной Сибири выпало 125% осадков от климатической нормы, при этом зимние осадки были на 33% выше нормы 1961–1990 гг. [16, с. 18]. Продолжительность залегания снежного покрова также превысила норму.

Изменение площади ледников Кузнецкого Алатау

Весь XX в. площади ледников в горах Кузнецкого Алатау сокращались, однако выделялись как периоды улучшения, так и ухудшения гляциальной

обстановки [4]. В 2002–2005 гг. 18 из 30 обследованных ледников полностью растаяли или распались на небольшие фрагменты фирна; их суммарная площадь сократилась с 1,4 до 0,5–0,3 км² [3].

В соответствии с динамикой ледников за последние 40 лет все исследованные ледники можно объединить в три группы.

1 группа – переходные снежно-ледовые образования. Ледники этой группы (по Каталогу ледников № 2, 5, 6, 8, 9, 29, 30, 48, 47, 50–55, 57, 59, 60, 84) во второй половине XX в. неоднократно исчезали. На их месте ежегодно образуются снежно-ледовые образования, которые в зависимости от условий погоды летом иногда сохраняются до конца периода абляции. Очевидно, это снежники, которые только в благоприятные годы формируют ледяное ядро. 1970-е годы были благоприятными для накопления на них снежно-ледовой массы [2].

2 группа – деградировавшие ледники. В эту группу входят крупные склоновые ледники – № 1, 16, 22, 23, 49, 83, которые в конце XX – начале XXI вв. стали деградировать. За последние 40 лет их площадь уменьшилась на 40–70% [3–7]; характерный ледник этой группы – Черно-Июсский, его изменения показаны на рис. 3 – *IIa, IIб*.

3 группа – устойчивые ледники. Не все исследованные ледники Кузнецкого Алатау значительно отступили в начале XXI в. Таковы ледники № 56, 58, 85–87 – крупные каровые или присклоновые ледники, лежащие в выработанных ледниковых нишах или в ледниковых цирках. Ледники Тронова (№ 58) и Караташ (№ 56) в Тигертышском горном узле существуют, по-видимому, с малого ледникового периода, что подтверждается лихенометрическими исследованиями на их моренах [4]. На рис. 3 приведены парные фотографии ледников Караташ и Центральный, иллюстрирующие современные размеры этих ледников по сравнению с 1980-х годами.

В экспедиции 2015 г. проведена повторная полуинструментальная съёмка ледника Караташ. Точки съёмки мы закрепили в 2004 г. в виде каменных туров на морене ледника. Однако морена подвижна, и к настоящему времени сохранился лишь один тур, расположенный по центру ледника, от него и было определено расстояние до ледника по двум азимутам. Согласно этим измерениям, за последние 12 лет ледник отступил по фронту на 2–3 м, что значительно меньше величины, зафиксированной нами в начале 2000-х



Рис. 3. Изменение ледников Караташ, Черно-Июсский и Центральный за последние 40 лет по данным парных фотографий:

Ia – ледник Караташ 12 августа 2015 г. (фото М.М. Адаменко), точками показана граница ледника в августе 1971 г., определённая по выступам скал; *Iб* – ледник Караташ 17 августа 2005 г. (фото И.В. Гуляева), точками показана граница ледника в 2015 г., определённая по выступам скал; *Iс* – ледник Караташ в августе 1971 г. (фото П.С. Шпиня); *IIa* – ледник Черно-Июсский 10 августа 1987 г. (фото П.С. Шпиня), стрелкой обозначено положение реперной точки – скального останца; *IIб* – ледник Черно-Июсский 27 августа 2011 г. (фото М.М. Адаменко), стрелкой обозначено положение реперной точки – скального останца; *IIIa* – ледник Центральный 10 августа 1980 г. (фото П.С. Шпиня); *IIIб* – ледник Центральный 8 июля 2005 г. (фото И.В. Гуляева)

Fig. 3. Changes of Karatash, Black Iyusskoy, Tsentralny glaciers by the repeat photography data:

Ia – Karatash Glacier in August 12, 2015 (photo by M.M. Adamenko), points show the boundary of the glacier in August 1971 that was defined on the rock ledges surrounding the glacier; *Iб* – Karatash Glacier in August 17, 2005 (photo by I.V. Gulyaev), points shows the boundary of the glacier in August 12, 2015 that was defined on the rock ledges surrounding the glacier; *Iс* – Karatash Glacier in August 1971 (photo by P.S. Shpin'); *IIa* – Black Iyusskoy Glacier in August 10, 1987 (photo by P.S. Shpin'), arrow indicates the position of the reference point – rocky outcrop; *IIб* – Black Iyusskoy Glacier in August 27, 2011 (photo by M.M. Adamenko), arrow indicates the position of the reference point – rocky outcrop; *IIIa* – Tsentralny Glacier in August 10, 1980 (photo by P.S. Shpin'); *IIIб* – Tsentralny Glacier in July 8, 2005 (photo by I.V. Gulyaev)

Таблица 1. Изменение площадей ледников Центральный, Караташ и Чёрно-Июсский в 1975–2015 гг.*

Год	Ледник Центральный (№ 87)			Ледник Караташ (№ 56)			Ледник Черно-Июсский (№ 83)			
	дата космос-нимка Landsat	площадь, рассчитанная через Landsatlook Viewer, км²	площадь по данным поле-вых иссле-дований, км²	дата космос-нимка Landsat	площадь, рассчитанная через Landsatlook Viewer, км²	площадь по данным поле-вых иссле-дований, км²	дата космос-нимка Landsat	площадь, рассчитанная через Landsatlook Viewer, км²	площадь по данным поле-вых иссле-дований, км²	
1975	09.08.75	0,20	0,2 [11]	21.07.75	0,13	0,13 [11]	—		0,19 [11]	
1979	14.08.79	0,19	—	—		—			—	
1981	10.09.81	0,16		—						
1998	—									26.08.98
2000								14.08.00		0,09
2001	26.08.01	0,12		26.08.01	0,09	26.08.01	0,07	—		
2002	21.09.02	0,10		21.09.02	0,07	04.08.02	0,06			
2003	—			16.08.03	0,08	—				
2004	18.08.04	0,10		18.08.04	0,10	18.08.04	0,05			
2005	21.08.05	0,13		0,14 [4]	21.08.05	0,08	21.08.05	0,06	0,06 [4]	
2006	08.09.06	0,12		0,1 [6]	08.09.06	0,09	—	09.09.06	0,06	0,08 [6]
2007	03.09.07	0,10	04.09.07	0,10	—			—		
2008	—		14.09.08	0,07						
2009	08.09.09	0,11	08.09.09	0,09	08.09.09	0,05			—	
2010	18.08.10	0,12	—			—				
2011	15.09.11	0,12	07.09.11	0,08	—			0,04 [4]		
2013	04.09.13	0,12	04.09.13	0,13					04.09.13	0,08
2014	—		22.08.14	0,09	—			—		
2015	01.09.15	0,14	01.09.15	0,10	01.09.15	0,06				
		—	27.08.16	0,09	—					

*Прочерки в таблице соответствуют годам, по которым нет данных о площади конкретного ледника. При этом площадь других ледников измерена инструментальными наблюдениями или дистанционными методами.

годов, когда с 2004 по 2005 г. среднее отступление фронта ледника составляло 6,5 м.

Данные об изменении положения фронтальной линии мы дополнили оценкой изменения формы продольного профиля и мощности ледника. Анализ парных фотографий ледника Караташ для второй декады августа за 1971, 2005 и 2015 гг. позволил оценить изменения толщины ледника (см. рис. 3 – *Ia–Iв*). За период с 1971 г. (фотография П.С. Шпиня) по 2015 г. фронт ледника отступил на 10–15 м. В 2003–2005 гг. отмечалось выполаживание продольного профиля ледника Караташ, а к настоящему времени ледник сформировал крутой лоб. За последние 10 лет толщина ледника в верхней части увеличилась на 10–20 м, в 2015 г. было отмечено активное накопление свежего моренного материала в левой части фронта ледника. Морена вблизи фронта ледника стала крайне неустойчивой, всхолмлённой, что свидетельствует о подвижках ледника.

В табл. 1 представлены данные об изменении площадей трёх ледников в 1975–2015 гг., полу-

ченные на основе непосредственных измерений и расчётов по дистанционным методам. Эти данные хорошо согласуются с результатами сравнения парных фотографий ледников.

Во второй половине XX – начале XXI вв. общим трендом было сокращение ледников Кузнецкого Алатау. Наибольшее сокращение площадей ледников отмечено в 2002–2004 гг. С 2005 г. площади ледников стабилизируются (табл. 2). Площадь карово-присклонового ледника Центральный с 2007 г. стабильно возрастает. Ледник Караташ (по П.С. Шпиню) вскачедолинный, а по нашему мнению каровый) в отдельные годы показывает рост площади, с 2004 по 2015 г. площадь ледника увеличилась на 0,04 км². Присклоновый ледник Черно-Июсский в целом деградирует (его площадь не превышает 30–40% площади, приведённой в Каталоге ледников СССР).

На рис. 4 мы предприняли попытку сопоставить тенденции изменения ледников с динамикой климатических показателей. Причина незначительного сокращения площади каровых

Таблица 2. Средние летние температуры (июнь–август), годовые суммы осадков (по ГМС Ненастная) и площади ледников Кузнецкого Алатау*

Год	Средняя летняя температура, °С	Годовая сумма осадков, мм	Изменение площади ледника по сравнению с предыдущим наблюдением, км ²		
			Центральный (№ 87) (площадь по Каталогу ледников СССР – 0,2 км ²)	Караташ (№ 56) (площадь по Каталогу ледников СССР – 0,13 км ²)	Черно-Июсский (№ 83) (площадь по Каталогу ледников СССР – 0,19 км ²)
1975	10,93	1612,4			
1979	12,47	1816,7	–0,01	–	
1981	11,67	1179,6	–0,03		–
1998	12,89	2007,4		–0,03	
2000	12,16	1683,7	–	–0,01	–0,1
2001	12,44	1851,3	–0,04	0	–0,02
2002	12,39	1983,5	–0,02	–0,02	–0,01
2003	12,3	1624,4	–	+0,01	–
2004	11,93	1769,1	0	+0,02	–0,01
2005	13,17	1289,2	+0,03	–0,02	+0,01
2006	11,85	1851,4	–0,01	+0,01	0
2007	11,93	1609,8	–0,02	+0,01	
2008	12,56	1672,2	–	–0,03	–
2009	10,79	1822,4	+0,01	+0,02	–0,01
2010	11,7	1459,6	+0,01	–	
2011	11,73	1407,3	0	–0,01	–
2012	14,06	1266,9	0	–	
2013	11,47	2032,8	–0,01	+0,05	+0,03
2014	12,72	1739,8	–	–0,04	–
2015	13,33	1954,1	+0,03	+0,01	–0,02

*Прочерки в таблице соответствуют годам, по которым нет данных о площади конкретного ледника. При этом для других ледников тенденцию изменения площади можно оценить.

ледников заключается в том, что на протяжении последних 40 лет вместе с ростом средних летних температур возрастало и количество осадков.

Заключение

За последние 40 лет средняя летняя температура в горах Кузнецкого Алатау увеличилась на 1,3 °С, а годовая сумма осадков – на 320 мм, что отразилось на состоянии ледников. Малые присклоновые ледники, не имеющие выработанных ниш, сократили свои размеры или перешли в разряд многолетних снежников. Присклоновые ледники с момента их каталогизации сократились на 70–90%. Крупные каровые и карово-присклоновые ледники, непрерывно существовавшие на протяжении нескольких веков, отступили незначительно. С 2005 г. условия существования крупных ледников Кузнецкого Алатау стали более благоприятными.

Значительное сокращение ледников Кузнецкого Алатау, зафиксированное нами в 2002–2005 гг. и приписываемое общей деградации,

объясняется также тем, что при составлении Каталога ледников СССР многие многолетние снежники были приняты за ледники. Крупные каровые ледники на подветренных склонах широких водоразделов в отрицательных формах рельефа, выработанных древним оледенением, продолжают существовать благодаря высокой метелевой концентрации снега и находятся в равновесии с современным климатом. Замечание М.В. Тронова [17] о том, что на Алтае «понижение или повышение летних температур на 1 градус Цельсия влияет на снеговую границу так же, как увеличение или уменьшение количества осадков на 300 мм», практически точно соответствует крупным ледникам Кузнецкого Алатау.

Благодарности. Авторы выражают благодарность профессору Томского государственного университета В.В. Севастьянову за ценные советы и замечания по улучшению статьи. Также выражаем благодарность И.В. Гуляеву за любезно предоставленные в наше распоряжение фотоснимки ледников Кузнецкого Алатау. Мы очень признательны руководству Новокузнецкого краеведче-

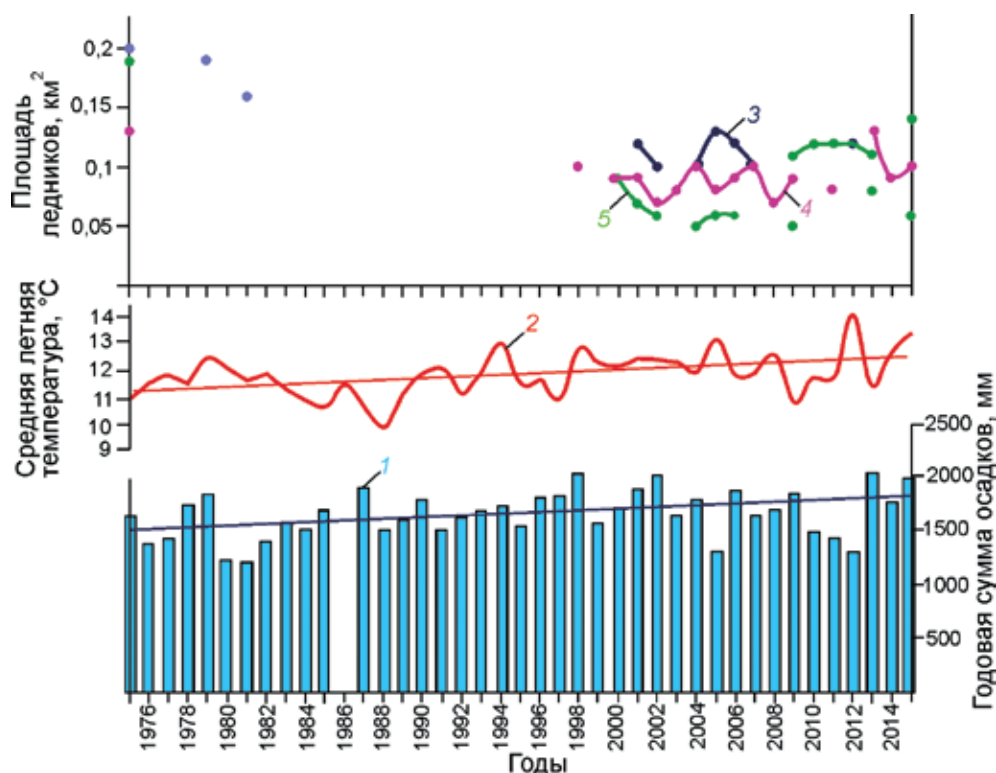


Рис. 4. Совмещённый график хода средних летних температур, годовых сумм осадков по ГМС Ненастная и динамики площади ледников Кузнецкого Алатау:

1 – годовые суммы осадков (прямая линия – линейный тренд); 2 – средние летние температуры (прямая линия – линейный тренд); площади ледников: 3 – Центральный (№ 87); 4 – Караташ (№ 56); 5 – Черно-Июсский (№ 83)

Fig. 4. Combined chart of the average summer temperatures, annual precipitation according to the weather station Nenastnaya and the dynamics of glacier area:

1 – annual amounts of precipitation (straight line – the linear trend); 2 – average summer temperatures (straight line – the linear trend); glacier areas: 3 – Tsentralny Glacier (№ 87); 4 – Karatash Glacier (№ 56); 5 – Black Iyusskoy Glacier (№ 83)

ского музея за возможность работы с личным архивом первооткрывателя оледенения Кузнецкого Алатау – П.С. Шпиня.

Acknowledgements. We would like to thank professor of the Tomsk State University V.V. Sevastyanov for

the valuable advices and comments that improved style and content of the manuscript. We appreciate to I.V. Gulyaev for their photographs of Kuznetsky Alatau glaciers, and to the management of Novokuznetsk Museum of Local Lore, for the opportunity to work with a personal archive of P.S. Shpin'.

Литература

1. IPCC, 2014: Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press, 1132 p.
2. Шпинь П.С. Оледенение Кузнецкого Алатау. М.: Наука, 1980. 83 с.
3. Адаменко М.М., Гутак Я.М. Динамика ледников и многолетних снежников Кузнецкого Алатау в

References

1. IPCC, 2014: Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press, 1132 p.
2. Shpin' P.S. Oledenenie Kuznetskogo Alatau. Glaciation of the Kuznetsky Alatau Mountains. Moscow: Nauka, 1980: 83 p. [In Russian].
3. Adamenko M.M., Gutak Ya.M. Dynamics of glaciers and perennial snowfields of the Kuznetsk Alatau Moun-

- XIX–XXI столетиях // Изв. Алтайского отдела РГО. 2015. № 4. С. 28–35.
4. Adamenko M.M., Gutak Y.M., Solomina O.N. Glacial history of the Kuznetsky Alatau Mountains // Environmental Earth Sciences. 2015. Т. 74. № 3. Р. 2065–2082.
 5. Сюбаев А.А., Ковалев Е.А. Современное состояние оледенения Кузнецкого Алатау и его динамика во второй половине XX века // Природа и экономика Кузбасса. 2004. Вып. 9. Т. 2. С. 41–49.
 6. Коваленко Н.В. Современное состояние малых ледников Кузнецкого Алатау и Плато Путорана // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2008. № 3. С. 67–71.
 7. Коваленко Н.В. Режим и эволюция малых форм оледенения. М.: МАКС Пресс, 2011. 240 с.
 8. Бульгина О.Н., Разуваев В.Н., Александрова Т.М. Описание массива данных суточной температуры воздуха и количества осадков на метеорологических станциях России и бывшего СССР (TTTR). Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2014620942 URL: <http://meteo.ru/data/162-temperature-precipitation#описание-массива-данных>
 9. Шпинь П.С. Термический режим теплого периода в высотнo-гляциальной зоне Кузнецкого Алатау // Гляциология Алтая. 1978. Вып. 13. С. 44–57.
 10. Шпинь П.С. Термика летних периодов в горноледниковом бассейне р. Кара-Таш в Кузнецком Алатау // Природа и экономика Кузбасса. 1982. С. 33–36.
 11. Каталог ледников СССР. Т. 15. Л.: Гидрометеoиздат, 1980. 44 с.
 12. Landsatlook Viewer. URL: andsatlook.usgs.gov/viewer.html
 13. Шпинь П.С. О снежном покрове и количестве осадков в южной части Кузнецкого Алатау // Гляциоклиматология Западной Сибири. 1975. С. 74–88.
 14. Кондрашов И.В. О вертикальных градиентах температуры воздуха в Горном Алтае и Кузнецком Алатау в летний период // Русский Алтай. Тезисы докладов. Барнаул, 1995. С. 31–32.
 15. Севастьянов В.В. Эколого-климатические ресурсы Алтае-Саянской горной страны. Томск: Изд-во Томского гос. ун-та, 2008. 307 с.
 16. Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2015 год. М.: изд. Росгидромета, 2016. 68 с.
 17. Тронов М.В. О некоторых географических признаках климата в высокогорной местности // Гляциология Алтая. 1964. Вып. 3. С. 12–51.
 18. Трoнов М.В. О некоторых географических признаках климата в высокогорной местности // Известия Алтайского отделения Русского Географического Общества. Proc. of the Altai Branch of the Russian Geographical Society. 2015, 4: 28–35. [In Russian].
 19. Adamenko M.M., Gutak Y.M., Solomina O.N. Glacial history of the Kuznetsky Alatau Mountains. Environmental Earth Sciences. 2015, 74 (3): 2065–2082.
 20. Syubaev A.A., Kovalev E.A. Current status of Kuznetsky Alatau glaciers and its dynamics in the second half of the XX century. *Priroda i ekonomika Kuzbassa*. Nature and economy of Kuzbass. 2004, 9 (2): 41–49. [In Russian].
 21. Kovalenko N.V. The current state of small glaciers in the Kuznetsky Alatau Mountains and Putorana plateau. *Vestnik Moskovskogo Universiteta. Seriya 5. Geografiya*. Herald of the Moscow University. Series 5. Geography. 2008, 3: 67–71. [In Russian].
 22. Kovalenko N.V. *Rezhim i evolyutsiya malykh form oledeneniya*. Regime and evolution of the small forms of glaciation. Moscow: MAKS Press, 2011: 240 p. [In Russian].
 23. Bulygina O.N., Razuvaev V.N., Aleksandrov T.M. *Opisanie massiva dannykh sutochnoy temperatury vozdukha i kolichestva osadkov na meteorologicheskikh stantsiyakh Rossii i byvshego SSSR*. Description of the array of daily air temperature and precipitation data at meteorological stations of Russia and the former Soviet Union (TTTR). Certificate of state database registration: 2014620942. URL: <http://meteo.ru/data/162-temperature-precipitation#onucanie-massiva-dannykh>
 24. Shpin' P.S. Thermal regime of the warm period in the high-altitude glacial zone of the Kuznetsky Alatau mountains. *Glyatsiologiya Altaya*. Glaciology of Altai. 1978, 13: 44–57. [In Russian].
 25. Shpin' P.S. Thermal regime of the summer in the mountain-glacial basin «Kara-Tash» in the Kuznetsky Alatau Mountains. *Priroda i ekonomika Kuzbassa*. Nature and economy of Kuzbass. 1982: 33–36. [In Russian].
 26. Katalog lednikov SSSR. USSR Glacier Inventory. Leningrad: Gidrometeoizdat. 1981, 15: 44 p. [In Russian].
 27. Landsatlook Viewer. URL: andsatlook.usgs.gov/viewer.html
 28. Shpin' P.S. On snowpack and precipitation in the southern part of the Kuznetsky Alatau. *Glyatsioklimatologiya zapadnoy Sibiri*. Glacioclimatology of Western Siberia. 1975: 74–88. [In Russian].
 29. Kondrashov I.V. On the vertical gradients of air temperature in the Altai and Kuznetsky Alatau in summer season. *Russkiy Altay*. Russian Altai. Abstracts of reports. 1995: 31–32. [In Russian].
 30. Sevastyanov V.V. *Ekologo-klimaticheskie resursy Altae-Sayanskoy gornoy strany*. Ecological and climatic resources of the Altai-Sayan mountain country. Tomsk State University, 2008: 307 p. [In Russian].
 31. Doklad ob osobennostyakh klimata na territorii Rossiyskoy Federatsii za 2015 god. Report on climate features in the territory of Russian Federation for 2015. Moscow: Rossgidromet, 2016: 68 p. [In Russian].
 32. Tronov M.V. Some geographic features of climate in the highlands. *Glyatsiologiya Altaya*. Glaciology of Altai. 1964, 3: 12–51. [In Russian].

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И СНЕЖНЫЕ ЛАВИНЫ

УДК 551.578.46

doi: 10.15356/2076-6734-2017-3-343-354

Определение снегозапасов Западной Сибири по расчётам на модели локального тепловлагообмена SPONSOR с использованием данных реанализа

© 2017 г. Д.В. Турков, В.С. Сократов, Т.Б. Титкова

Институт географии РАН, Москва, Россия

turkovdv@yandex.ru

Evaluation of snow storage in Western Siberia based on the land-surface model SPONSOR simulation using reanalysis data

D.V. Turkov, V.S. Sokratov, T.B. Titkova

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

turkovdv@yandex.ru

Received December 25, 2016

Accepted April 12, 2017

Keywords: *LSM Model SPONSOR, meteorological reanalyses, simulation, snow cover, snow depth, snow spatial distribution, snow water equivalent, space data, West Siberia.*

Summary

Obtaining of reliable information about the characteristics of snow cover with high spatial and temporal resolution for large areas of Northern Eurasia, with rare or absent network of ground-based observations stations is an important and urgent task. Currently estimation of the value of the snow water equivalent (SWE) and the snow depth have a large degree of uncertainty, especially if we are moving from data at the point of observation stations to distributed space values. In this article, the simulations of SWE and the snow depth using Land-Surface Model (LSM) SPONSOR with input meteorological data taken from the ECMWF ERA-Interim reanalysis was performed for Western Siberia for the period from 1979 to 2013. Fields of SWE and of the snow depth with high spatial and temporal resolution corresponding to the resolution of meteorological data of the ECMWF ERA-Interim reanalysis (time step of 6 hours, the grid resolution of $0.75^\circ \times 0.75^\circ$ in latitude and longitude) were obtained. For the entire period SWE data were compared with observations, as simulated using the model and taken directly from the reanalysis ERA-Interim at points corresponding of observation stations. Also comparison of observations and satellite data of SWE for points of observation stations was performed. Correlation coefficients between observations and model and satellite data for SWE and the snow depth were calculated for the period from 1979 to 2013. These correlation coefficients between observations and results of simulations using LSM SPONSOR for SWE, and especially for the snow depth are the best of all methods. Maps with high spatial resolution for SWE, obtained by different methods, were constructed for February averaged. Comparing of constructed maps shows significant uncertainty of the SWE fields, besides field's distortions are not evenly distributed across the region. It appears that no one of these methods currently can be used as a reference (unique) to determine SWE in the absence of data of ground-based observations. Overall, model simulations using LSM SPONSOR somewhat overstate SWE, however, this overestimation is not more than 10–20% for most part of the territory, except in the South. Model data are reasonably well reproduce SWE for Central, Eastern and, most probably, for Northern parts of the region, differing from a real at 10–15%. Data from used satellite archive a few underestimate of SWE. SWE data taken directly from the reanalysis ERA-Interim, give large distortions of the SWE field: these values for Northern parts of the region, are likely greatly underestimated, and for Western and Eastern parts of the region – inflated. It is shown that in general, the method of simulation of snow cover characteristics using LSM SPONSOR with input data taken from the ECMWF ERA-Interim reanalysis gives good results for the region of Western Siberia.

Citation: Turkov D.V., Sokratov V.S., Titkova T.B. Evaluation of snow storage in Western Siberia based on the land-surface model SPONSOR simulation using reanalysis data. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2017. 57 (3): 343–354. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2017-3-343-354

Поступила 25 декабря 2016 г.

Принята к печати 12 апреля 2017 г.

Ключевые слова: *водный эквивалент снега, Западная Сибирь, модель тепловлагообмена SPONSOR, пространственное распределение снежного покрова, реанализы, снежный покров, спутниковые данные, толщина снега.*

Для территории Западной Сибири за период с 1979 по 2013 г. проведены расчёты снегозапасов и толщины снежного покрова с помощью модели локального тепловлагообмена SPONSOR с входными метеоданными, взятыми из реанализа ECMWF ERA-Interim. Показано, что коэффициенты корреляции между данными наблюдений и результатами численных расчётов на модели SPONSOR – наилучшие из всех методов. С помощью модели SPONSOR достаточно хорошо воспроизводятся данные снегозапасов по центральной, восточной и, наиболее вероятно, северной частям Западной Сибири.

Введение

Развитие методов получения достоверной информации о снежном покрове с высоким пространственным и временным разрешением для слабо охваченных наземными наблюдениями высокоширотных территорий Северного полушария приобретает в настоящее время большое научное и практическое значение. Это связано с важностью оценок экологических и экономических последствий высокой естественной пространственно-временной изменчивости снежного покрова и его быстрых систематических изменений под воздействием меняющегося климата. Цель работы – сравнение различных методов получения информации о снежном покрове с высоким пространственно-временным разрешением на основе использования модели локального тепловлагообмена SPONSOR, реанализов и восстановленных спутниковых данных для территории с достаточно редкой сетью станций наземных наблюдений. В качестве примера такой территории выбран север Западной Сибири. Данная работа фактически представляет собой вторую часть опубликованной ранее статьи [1], поэтому мотивация исследования, постановка задачи, обзор литературы, а также методов и источников данных, которые могли бы быть использованы для её решения, остаются теми же, что и для предлагаемой работы. Чтобы избежать дублирования материалов, мы рекомендуем читателям познакомиться с вводной частью статьи [1].

Данные и методы

Модель SPONSOR детально описана в работах [1–4], поэтому здесь мы ограничимся её сокращённым описанием. Численная модель тепловлагообмена на суше (Land-Surface Model, LSM) SPONSOR разработана в лаборатории климатоло-

гии Института географии РАН под руководством чл.-корр. А.Б. Шмакина. Модель рассчитывает все составляющие теплового и водного баланса на суше, а также переменные состояния (эффективная температура поверхности ландшафта, распределение температуры в почве, её влагосодержание, количество замёрзшей воды в почве, альбедо и т.д.). Все эти величины рассчитываются на каждом шаге по времени. Шаг по времени может быть от нескольких минут до суток и зависит от поставленной задачи, но для адекватного воспроизведения суточного хода он должен составлять не более шести часов. При работе модели требуется на каждом шаге задавать значения нескольких метеорологических переменных (температура и влажность воздуха, скорость ветра, количество осадков, потоки радиации и атмосферное давление). Также необходимо задавать значения ландшафтных параметров, связанных с типом растительности и грунтов в данной расчётной точке. Часть параметров может иметь сезонный ход. Кроме того, задаются (в качестве нижних граничных условий по теплу и влаге) значения глубинной температуры грунта и глубины залегания грунтовых вод. Число и толщина расчётных уровней в почве могут меняться. В данной работе использована семиуровневая версия модели почвы.

Модель снежного покрова включена в качестве отдельного блока в модель SPONSOR. Подробно модель снежного покрова описана в работах [1, 4]. Основная структурная единица модели снежного покрова – *слой снега*. Считается, что в общем случае на каждом шаге по времени при наличии твёрдых осадков формируется отдельный слой снега с определёнными начальными свойствами. В дальнейшем под воздействием различных процессов свойства слоя плавно или скачкообразно изменяются. При развитии снежной толщии соседние слои одного типа, близкие по свойствам, могут объединяться. Снежный покров рассматривается как многослойная среда,

каждый слой которой характеризуется собственными температурой, массой (водным эквивалентом), толщиной, плотностью, влажностью, фазовым состоянием содержащейся воды, теплоёмкостью, теплопроводностью и максимальной водоудерживающей способностью.

Модель снежного покрова содержит описание процессов, вносящих наибольший вклад в формирование теплофизических характеристик снега, важных для описания взаимодействия снежного покрова с атмосферой и почвой. Среди них — образование нового слоя снега; изменение плотности слоёв снега за счёт вязкого и ветрового уплотнения; изменение температуры слоёв снега в результате теплообмена с атмосферой и почвой, а также за счёт поглощения солнечной радиации и фазовых переходов воды в толще снега; испарение, в том числе метелевое, по схеме А.К. Дюнина [5]; таяние, перенос талой воды и её вторичное замерзание; изменение влажности снега, обусловленное таянием и просачиванием талой воды в толщу, а также поглощением жидких осадков; изменение альбедо снега, его теплопроводности и теплоёмкости; изменение свойств снега при смене типа слоёв. Набор процессов, включаемых в модель, а также детальность их описания выбирались нами для соблюдения баланса между сложностью (и соответственно ресурсоёмкостью) модели и качеством вычисления характеристик снежного покрова, в наибольшей степени влияющих на особенности взаимодействия атмосферы с подстилающей поверхностью.

Модельные расчёты, выполненные с использованием этих данных для нескольких полигонов, расположенных в разных районах Северного полушария, показали хорошее качество воспроизведения снегозапаса (водного эквивалента снега) и толщины снежного покрова [4]. После успешного применения модели SPONSOR для расчёта характеристик снежного покрова в отдельных точках мы использовали разработанную методику для расчёта его пространственно-распределённых характеристик на примере Московской области, которая была выбрана в качестве тестового равнинного региона с достаточно густой сетью станций наблюдений [1].

Входными данными служили метеоданные реанализов ECMWF ERA-Interim и NCEP/DOE. Показано, что использование модели SPONSOR

с входными метеоданными из реанализа ECMWF ERA-Interim позволяет получить характеристики снежного покрова, которые хорошо согласуются с материалами наблюдений. Однако данные о снежном покрове из реанализа NCEP/DOE плохо соответствуют данным наблюдений и для водного эквивалента снега, и для толщины снежного покрова. Модельные расчёты характеристик снежного покрова с использованием метеоданных из реанализа NCEP/DOE также показали невысокий результат, поэтому в настоящей работе реанализ NCEP/DOE был исключён из дальнейшего рассмотрения как не удовлетворяющий предъявляемым требованиям. В качестве входных для модели SPONSOR мы использовали поля метеоэлементов из реанализа ECMWF ERA-Interim [6] за период с 1979 по 2013 г.

Спутниковые данные. Один из способов восполнения отсутствующей информации с высоким пространственным разрешением, особенно для обширных площадей, — использование спутниковых данных [7, 8]. И хотя качество этих данных в области получения дополнительной информации о толщине снежного покрова и снегозапасах остаётся относительно невысоким [9], спутниковые данные для многих регионов — один из часто используемых источников информации, особенно при отсутствии других сведений о снежном покрове. Для совершенствования алгоритмов обработки спутниковых данных необходимо регулярно сравнивать полученные восстановленные спутниковые данные о снежном покрове с материалами из других источников, прежде всего наблюдений и реанализов. С этой целью мы включили в настоящую статью результаты сравнения рассчитанных данных о снежном покрове с восстановленными спутниковыми данными.

Для восстановления данных о водном эквиваленте по измеряемым спутниковыми радиометрами радиояркостным температурам используются различные модели. Так, двухчастотная модель восстановления водного эквивалента S основана на уравнении [10]

$$S = 4,8(T_{18H} - T_{37H}),$$

где T_{18H} , T_{37H} — радиояркостные температуры яркости в каналах соответственно 18 и 37 ГГц на горизонтальной поляризации, К.

Коэффициент 4,8 используется для учёта свойств снежного покрова при осреднённых его

характеристиках — плотности $0,30 \text{ г/см}^3$ и размере зерна $0,3 \text{ мм}$. Уравнение разработано для данных радиометра SSRMR, а затем уточнялось для данных SSRM/I в связи с использованием здесь других частот:

$$S = 4,8[(T19H - 5) - T37H].$$

Учёт лесистости выполнен при восстановлении снегозапасов путём введения некоторого коэффициента f :

$$S = 4,8(T18H - T36H)/(1 - 0,2f).$$

Авторы модели и соответствующих карт предполагают среднюю ошибку восстановленных снегозапасов в пределах $\pm 25\%$. Однако данная оценка слишком оптимистична. Одна из основных проблем оценки снегозапасов по восстановленным спутниковым данным связана с тем, что их погрешность зависит от толщины, структуры и состояния снежной толщи, на которые сильно влияют изменения температуры воздуха [11]. Структура снежного покрова, в свою очередь, влияет на взаимодействие с микроволновым излучением. При оттепели в снежном покрове образуются прослойки влажного снега и льдистые включения, что искажает реальные снегозапасы по восстановленным данным из-за недостаточной глубины проникновения микроволнового излучения в снежную толщу [7]. С помощью данной технологии водный эквивалент с наименьшей погрешностью устанавливается на безлесных участках с сезонным сухим снежным покровом. Погрешность определения водного эквивалента для районов с мокрым снегом или тонким слоем снега, как правило, весьма велика. При этом для стратифицированного снежного покрова, содержащего льдистые включения, сильно уплотнённые или влажные слои, наблюдается тенденция к занижению восстановленных по спутниковым измерениям значений снегозапасов.

С ростом числа рассматриваемых точек по спутниковым данным статистическая значимость результатов существенно улучшается, так как с ростом числа измерений уменьшается роль случайных факторов, не учтённых в простейшей двухчастотной модели. Погрешность оценки снегозапасов по спутниковым данным относительно наблюждённых «выходит» на стабильный уровень менее 40% при осреднении на площади около $300 \times 300 \text{ км}$. Поэтому алгоритмы оценки снегозапасов нуждаются в существенном пространствен-

ном осреднении [9], при этом точность определения этого параметра не превышает $30\text{--}40\%$. Пока это ещё слишком большая ошибка, чтобы использовать спутниковые данные для количественных оценок толщины снежного покрова и водного эквивалента снега на обширных территориях, и в настоящее время прилагаются значительные усилия по разработке методов уточнения восстановленных спутниковых данных с использованием наземных наблюдений о снежном покрове. Это позволяет надеяться, что, сохранив хорошее пространственно-временное разрешение, можно нивелировать погрешности спутниковых измерений. Полученные таким способом архивы данных о снежном покрове, строго говоря, нельзя назвать спутниковыми в чистом виде, но интересно оценить их качество. В дальнейшем мы будем называть их спутниковыми, но речь будет идти именно о данных конкретного архива, описанного далее.

В работе использовался архив спутниковых данных по снегозапасам Европейского космического агентства, предоставленный Национальным центром льда и снега [12], версии v2.0. Архив содержит информацию, полученную для снегозапасов Северного полушария, за исключением ледников и ледниковых щитов, с 1979 по 2014 г. Вычисление водного эквивалента ведётся по методологии, описанной в работах [13, 14]. Подход основан на ассимиляции данных спутникового микроволнового радиометра с наземными данными синоптических метеостанций. Использованы данные спутниковых датчиков в диапазонах 19 и 37 ГГц с пространственным разрешением около 25 км . Применяется описанная ранее двухчастотная модель восстановления водного эквивалента по спутниковым данным. Основные источники данных получены с платформ DMSP 5D-2/F11, DMSP 5D-2/F13, DMSP 5D-2/F8, DMSP 5D-3/F17, GROUNDSTATIONS и NIMBUS-7 по сенсорным датчикам SMMR, SSM/I и SSMIS. Большие водоёмы (океан и озёра) маскируются и удаляются из анализа.

Определение характеристик снежного покрова для севера Западной Сибири: результаты и обсуждение

После тестирования методики на территории Московской области мы применили её для исследования территории Западной Сибири (точнее северной и центральной её частей, куда вхо-

Коэффициенты корреляции данных наблюдений за период с 1979 по 2013 г. с характеристиками снежного покрова, полученными различными методами

Индекс WMO	Метеостанции	Коэффициенты корреляции данных наблюдений				
		с высотой снежного покрова по расчётам на модели SPONSOR	с водным эквивалентом снега по расчётам на модели SPONSOR	с высотой снежного покрова по ERA-Interim	с водным эквивалентом снега по ERA-Interim	с водным эквивалентом снега по спутниковым данным
23146	Мыс Каменный	0,91	—	0,54	—	
23256	Тазовское	0,69		0,45		
23330	Салехард	0,69	0,7	0,6	0,58	0,36
23445	Надым	0,85	0,85	0,58	0,51	0,55
23552	Тарко-Сале	0,88	0,84	0,46	0,4	0,53
23625	Сосьва	0,92	0,78	0,61	0,5	0,79
23631	Березово	0,87	0,75	0,59	0,52	0,87
23662	Толька	0,89	0,85	0,64	0,58	0,62
23724	Няксимволь	0,85	—	0,7	—	
23734	Октябрьское	0,92	0,88	0,63	0,56	0,59
23849	Сургут	0,92	—	0,64	—	
23867	Ларьяк	0,87	0,73	0,6	0,54	0,45
23929	Шаим	0,88	0,78	0,73	0,64	0,71
23933	Ханты-Мансийск	0,89	0,81	0,6	0,55	0,78
28064	Леуши	0,89	—	0,74	—	
28275	Тобольск	0,84		0,7		
28367	Тюмень	0,85	0,8	0,72	0,62	0,62
28465	Ялуторовск	0,85	0,76	0,71	0,6	0,69
28573	Ишим	0,86	0,81	0,73	0,66	0,63

*Прочерки — данные отсутствуют.

дят Тюменская область, Ханты-Мансийский и Ямало-Ненецкий автономные округа). Данная территория отличается обильным сезонным снежным покровом, неравномерно распределённым на ней [15]. Значительная часть территории, прежде всего её север и северо-восток, практически не охвачена сетью метеостанций, поэтому полученные результаты расчётов характеристик снежного покрова имеют большое практическое значение. Анализ, выполненный разными авторами, показал, что в последние десятилетия снежный покров здесь испытывал сильные изменения, природа которых до конца не выяснена [8, 16 и др.].

Как уже отмечалось, при расчёте характеристик снежного покрова на территории Западной Сибири в качестве входных данных для модели SPONSOR мы использовали поля метеозаписей из реанализа ECMWF ERA-Interim [6] за период с 1979 по 2013 г. Пространственное

разрешение сетки данного реанализа составляет $0,75^\circ \times 0,75^\circ$ по широте и долготе. Расчёты вели по области, площадь которой превышала площадь исследуемого региона. При проведении изолиний использовались точки, лежащие в том числе и вне границ региона. Результаты расчётов сравнивались с имеющимися данными станций снегомерных съёмок.

На рис. 1 показаны распределённые по площади исследуемого региона значения водного эквивалента снега для февраля в среднем за период с 1979 по 2013 г. В таблице приведены индексы WMO и названия станций, данные которых сравнивали с результатами расчётов. На рис. 2, в дано пространственное распределение станций по территории региона. Видно, что распределены они весьма неравномерно, а в северной и северо-восточной частях региона наземные наблюдения практически отсутствуют. Показаны только те станции, для которых есть

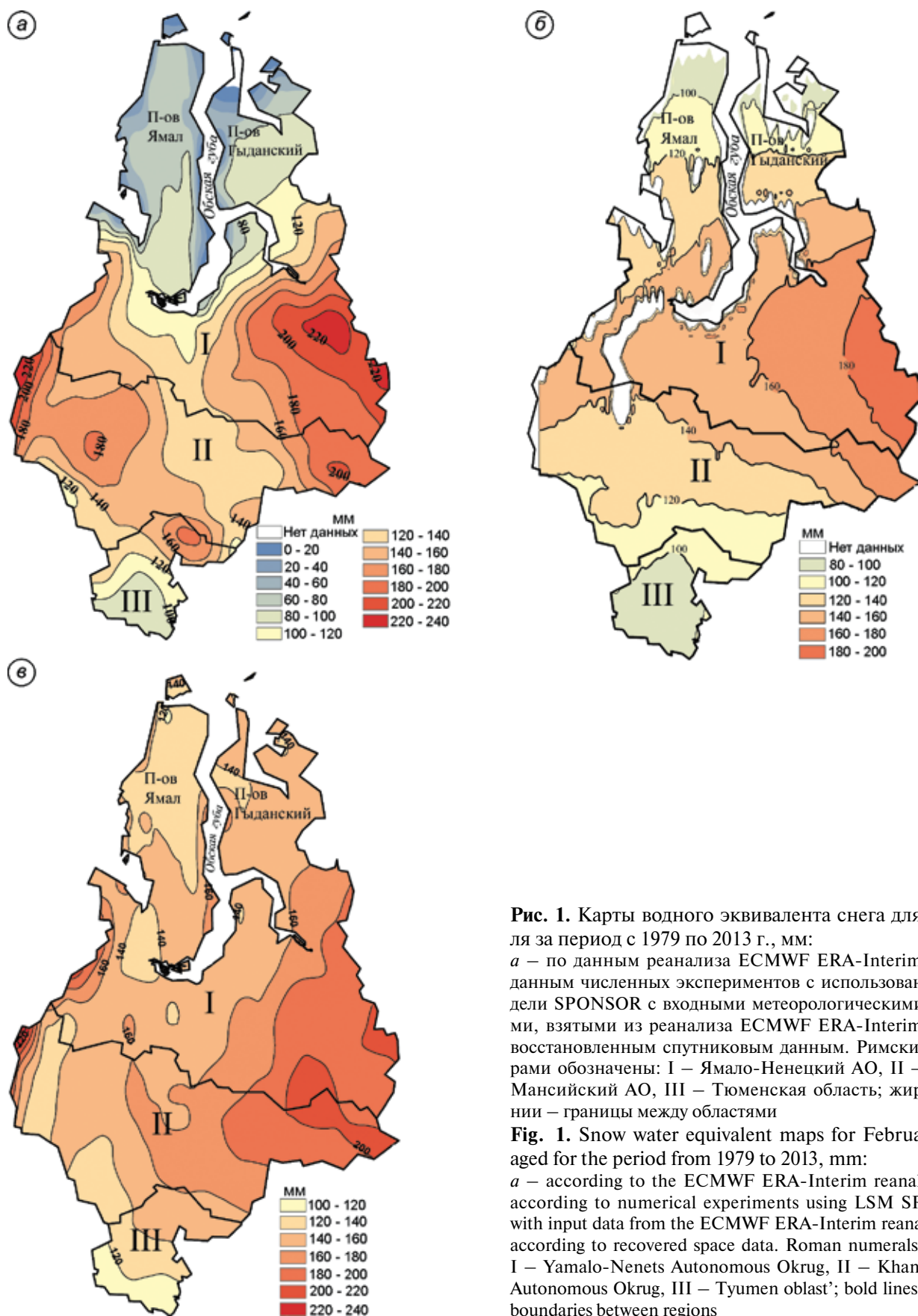


Рис. 1. Карты водного эквивалента снега для февраля за период с 1979 по 2013 г., мм:

а – по данным реанализа ECMWF ERA-Interim; *б* – по данным численных экспериментов с использованием модели SPONSOR с входными метеорологическими данными, взятыми из реанализа ECMWF ERA-Interim; *в* – по восстановленным спутниковым данным. Римскими цифрами обозначены: I – Ямало-Ненецкий АО, II – Ханты-Мансийский АО, III – Тюменская область; жирные линии – границы между областями

Fig. 1. Snow water equivalent maps for February averaged for the period from 1979 to 2013, mm:

a – according to the ECMWF ERA-Interim reanalysis; *b* – according to numerical experiments using LSM SPONSOR with input data from the ECMWF ERA-Interim reanalysis; *v* – according to recovered space data. Roman numerals indicate: I – Yamalo-Nenets Autonomous Okrug, II – Khanty-Mansi Autonomous Okrug, III – Tyumen oblast'; bold lines show the boundaries between regions

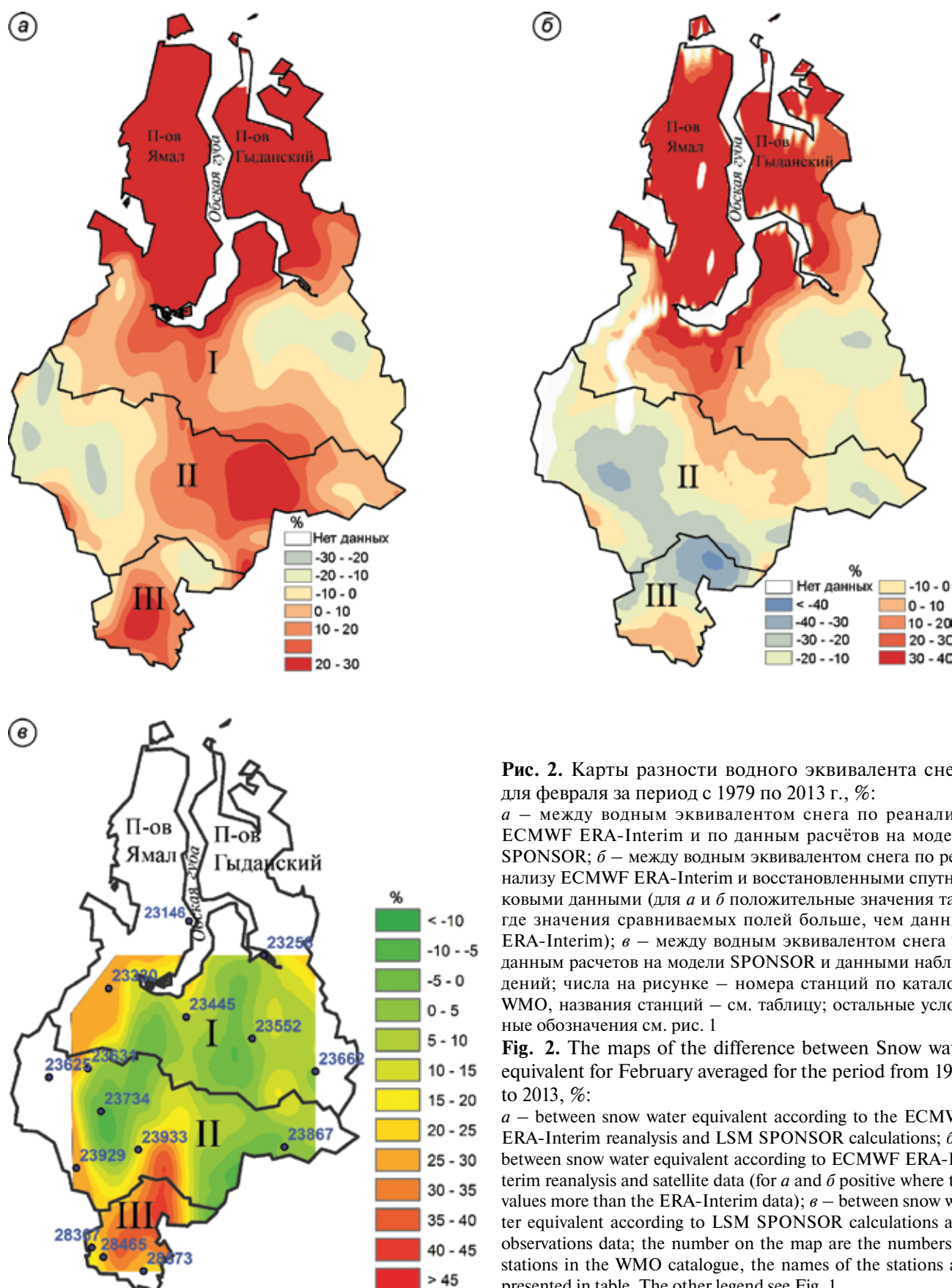


Рис. 2. Карты разности водного эквивалента снега для февраля за период с 1979 по 2013 г., %:

а – между водным эквивалентом снега по реанализу ECMWF ERA-Interim и по данным расчётов на модели SPONSOR; *б* – между водным эквивалентом снега по реанализу ECMWF ERA-Interim и восстановленными спутниковыми данными (для *а* и *б* положительные значения там, где значения сравниваемых полей больше, чем данные ERA-Interim); *в* – между водным эквивалентом снега по данным расчетов на модели SPONSOR и данными наблюдений; числа на рисунке – номера станций по каталогу WMO, названия станций – см. таблицу; остальные условные обозначения см. рис. 1

Fig. 2. The maps of the difference between Snow water equivalent for February averaged for the period from 1979 to 2013, %:

a – between snow water equivalent according to the ECMWF ERA-Interim reanalysis and LSM SPONSOR calculations; *b* – between snow water equivalent according to ECMWF ERA-Interim reanalysis and satellite data (for *a* and *b* positive where the values more than the ERA-Interim data); *v* – between snow water equivalent according to LSM SPONSOR calculations and observations data; the number on the map are the numbers of stations in the WMO catalogue, the names of the stations are presented in table. The other legend see Fig. 1

полные ряды наблюдений за снеозапасами за весь рассматриваемый период. Станции 23146 (Мыс Каменный) и 23256 (Тазовское), для которых нет полных данных о снегозапасах, приведены только для обозначения северной границы распространения сети метеонаблюдений.

К сожалению, не на всех использованных станциях ведутся измерения и толщины снежного покрова, и водного эквивалента снега. Отметим, что по сравнению с имеющейся сетью станций наблюдений сетка реанализа ECMWF ERA-Interim имеет значительно лучшее пространственное разрешение. Мы предполагаем, что при получении хорошего совпадения результатов расчётов характеристик снежного покрова со станционными данными наблюдений аналогичные результаты для территорий, не охваченных станциями, будут иметь высокую степень достоверности.

В таблице показаны коэффициенты корреляции между имеющимися данными наблюдений по толщине снежного покрова и снегозапасам на станциях снегомерных съёмок и результатами численных экспериментов с использованием модели SPONSOR с входными метеоданными из реанализа ECMWF ERA-Interim для тех же координат (все расчёты за период с 1979 по 2013 г.). Для приведения данных из узлов сетки реанализа к координатам точек станций использовался метод билинейной интерполяции из четырёх ближайших к станции узлов. Анализ таблицы показывает, что качество результатов, полученных с помощью модели SPONSOR, достаточно высокое, особенно по толщине снежного покрова: коэффициенты корреляции составляют 0,84–0,91 для толщины и 0,73–0,88 для водного эквивалента (несколько ниже значения коэффициента корреляции только на станции Салехард). Они существенно выше, чем для данных, взятых непосредственно из реанализа. Кроме того, качество воспроизведения моделью наблюдаемых значений толщины и водного эквивалента снега, в общем, равномерно по исследуемой территории. Анализ временных рядов показал, что для всего периода (с 1979 по 2013 г.) величины линейного тренда водного эквивалента снега незначимы для большей части данной территории.

В последней колонке таблицы приведены коэффициенты корреляции между данными на-

блюдений станций снегомерных съёмок и восстановленными спутниковыми данными по снегозапасам из архива [12]. Отметим, что для большинства станций данные архива удовлетворительно согласуются с данными наблюдений. Однако следует помнить, что использованный архив данных о водном эквиваленте представляет собой не просто восстановленные спутниковые данные, а некую комбинацию спутниковых и наземных данных, что, по-видимому, увеличивает степень согласованности с наблюдениями в окрестностях точек станций.

На рис. 1 показаны распределённые по площади исследуемого региона значения водного эквивалента для февраля в среднем за 1979–2013 гг. по данным реанализа ECMWF ERA-Interim, численных экспериментов с использованием модели SPONSOR и по данным водного эквивалента снега из архива [12]. Пробелы на рис. 1, *в* связаны с отсутствием данных для озёр, больших рек (нижнее течение р. Обь) и океанов, что за счёт осреднения по площади приводит к искажению данных и на побережьях. Выбор февраля обусловлен тем, что снегозапасы в этот период близки к максимальным для всей территории региона.

Отметим, что распределение снегозапасов по территории региона, полученное разными методами, качественно схоже: максимальные значения снегозапасов наблюдаются в центральной и особенно в восточной частях (для рис. 1, *а*, *б* отмечаются также максимумы вблизи западной границы региона, связанные с влиянием больших снегозапасов Полярного и Приполярного Урала). К северу и югу региона снегозапасы уменьшаются, причём для модельных данных (см. рис. 1, *б*) градиенты их поля существенно меньше, чем для спутниковых, особенно для данных реанализа. В северной части региона, не охваченной данными наземных наблюдений, реанализ даёт наименьшие из трёх карт значения, наибольшие данные показывают модельные расчёты. По спутниковым данным получаются значения, близкие к данным модельных расчётов, отличие их в меньшую сторону составляет 10–20%. В южной части региона спутниковые значения снегозапасов наименьшие для трёх методов, а данные модельных расчётов показывают наибольшие значения.

На рис. 2, *а*, *б* приведены карты сравнения данных о снегозапасах согласно реанали-

за ECMWF ERA-Interim с данными модельных расчётов (см. рис. 2, *а*) и с восстановленными спутниковыми данными (см. рис. 2, *б*). Построены карты разности в процентах по отношению к данным ERA-Interim. Положительные значения там, где значения сравниваемых полей больше, чем данные ERA-Interim, отрицательные — где меньше, чем у ERA-Interim. Анализ карт показывает, что различия полей снегозапасов, определённых различными способами, весьма существенны. Для севера региона и спутниковые данные, и данные модельных расчётов показывают значительно большие значения снегозапасов, чем данные реанализа (различия превышают 40%). Для востока и запада, а для спутниковых данных и для юго-запада региона данные реанализа, напротив, дают более высокие значения снегозапасов (на 20–40%), чем оба других метода, причём различия со спутниковыми данными более значительны (т.е. спутниковые данные занижают значение водного эквивалента снега по сравнению и с данными реанализа, и с модельными расчётами). На юге региона спутниковые данные хорошо согласуются с данными реанализа, а модельные расчёты показывают завышенные, иногда весьма существенно, значения.

Таким образом, мы можем отметить весьма высокую неопределённость поля снегозапасов, воспроизводимого тремя методами. Для некоторого уменьшения этой неопределённости мы дополнительно сравнивали поля, построенные по данным модельных расчётов и по материалам наблюдений. Трудность такого сравнения состоит в том, что построение карт для всей рассматриваемой территории только по данным наблюдений невозможно из-за недостатка станций наблюдений, особенно в северных и восточных областях, поэтому можно показать лишь часть исследуемой территории. Но и для исследуемой части, строго говоря, уверенное проведение изолиний водного эквивалента снега возможно только для юго-западной части региона с достаточной плотностью станций. На остальной территории станции находятся друг от друга на значительном расстоянии, и изолинии схематично отражают только основные особенности пространственной вариации поля снегозапасов.

На рис. 2, *в* показаны карты разности (%) между данными о водном эквиваленте снега для

модельных расчётов и данными наблюдений для февраля за исследуемый период (с 1979 по 2013 г.) по той части региона, которая хотя бы в некоторой степени охвачена сетью наземных станций. Используемые для построения поля станции показаны точками с их номерами по каталогу WMO; соотнесение названия станций с их номерами см. в табл. 1. Анализ карты показывает, что для большей части региона, кроме юга, отмечается хорошее соответствие между полем водного эквивалента снега по данным наблюдений и по модельным расчётам: различия не превышают 10–15%. Данные модельных расчётов почти везде несколько превышают наблюдаемые значения снегозапасов, но для юга региона это завышение велико (более 30%). Возможно, причины такого завышения заключаются в ошибках данных реанализа, особенно осадков, использованных в качестве входных параметров для модельных расчётов: для «чистоты» эксперимента в модельных расчётах использованы только данные реанализа; метеоданные наземных станций не принимали во внимание. Однако для большей части региона, где возможно (с оговорками) построение изолиний поля снегозапасов по данным наблюдений, можно констатировать хорошее соответствие расчётных и наблюдаемых данных.

На возможность возникновения больших ошибок реанализа в определении интегрального влагосодержания атмосферы (прямо влияющего на величину осадков по данным реанализа) по спутниковым данным именно для исследуемого региона указывает анализ данных реанализа, выполненный в работе [17]. Согласно данным этой работы, для реанализа ERA ошибка определения интегрального влагосодержания атмосферы для Сибири наибольшая из всех континентальных районов и зимой может достигать 25–30%. В этой же работе приведены исследования возможных искажений трендов различных метеоданных из-за неоднородности данных, вызванной изменением систем наблюдений в период времени, охваченный реанализом. Для севера исследуемого региона, где отсутствуют данные наземных наблюдений, различия модельных и спутниковых данных о снегозапасах составляют не более 20%, за исключением территорий, прилегающих к Северному Ледовитому океану, где спутниковые данные дают существенно

меньшие (на 30–35%) значения снегозапасов по сравнению с модельными. Данные же реанализа ERA-Interim для северной части региона, по видимому, существенно занижены.

Выводы

1. Сравнение данных о снегозапасах, полученных различными методами (расчёты с помощью модели SPONSOR, восстановленные спутниковые данные и данные реанализа) для февраля, показывает существенную неопределённость полей снегозапасов, причём искажения поля неравномерно распределены по территории региона. Пока ни один из методов не может быть использован как эталонный (единственный) для определения водного эквивалента снега с высоким пространственным разрешением при отсутствии данных наземных наблюдений.

2. Расчёты с использованием модели SPONSOR несколько завышают значения снегозапасов, однако это завышение составляет не более 10–20% для большей части территории, за исключением юга. Коэффициенты корреляции между данными наблюдений за период с 1979 по 2013 г. и результатами численных расчётов на модели для рядов водного эквивалента и особенно для рядов толщины снежного покрова — наилучшие из всех методов (см. таблицу).

3. Восстановленные спутниковые данные из использованного архива [12] несколько занижают значения снегозапасов, но для центра и юга территории наблюдается удовлетворительное соответствие с данными наблюдений. Использованный архив данных о водном эквиваленте снега предоставляет не просто восстановленные спутниковые данные, а ассимилирует спутниковые и наземные данные, т.е., строго говоря, их нельзя назвать спутниковыми в чистом виде, а результаты их сравнения с наблюдениями независимыми.

4. Данные расчётов на модели SPONSOR достаточно хорошо воспроизводят снегозапасы для центральной, восточной и, наиболее вероятно, северной частей региона, отличаясь от реальных на 10–15% в большую сторону. В южной части региона (Тюменская область) данные ERA-Interim лучше воспроизводят снегозапасы, чем модельные данные. Причиной таких сильных отклонений расчётных данных от данных

наблюдений в этой части региона могут быть ошибки входных метеоданных, взятых из реанализа, прежде всего осадков.

5. Данные о снегозапасах, взятые непосредственно из реанализа ERA-Interim, дают большие искажения поля водного эквивалента как в сторону занижения, так и в сторону завышения в разных частях региона: значения снегозапасов для севера региона, скорее всего, сильно занижены, а для запада и востока — завышены. Это также может указывать на ошибки в полях зимних осадков, определяемых реанализом для данного региона. Водный эквивалент снега для территории Западной Сибири в отличие от Московской области [1] воспроизводится реанализом ERA-Interim хуже.

6. Сравнение результатов расчётов и данных наблюдений позволяет констатировать, что реанализ ERA-Interim даёт, в целом, достаточно качественные метеоданные для расчёта характеристик снежного покрова на обширных равнинных территориях, что подтверждает выводы, сделанные в работе [1]. Предложенная методика расчёта характеристик снежного покрова с высоким пространственным и временным разрешением с помощью модели локального теплообмена SPONSOR с входными метеоданными реанализов может давать достаточно хорошие результаты и на территориях с редкой сетью станций наблюдений.

Благодарности. Исследование характеристик снежного покрова для Западной Сибири выполнено при поддержке гранта РФФИ № 17-05-00555. Валидация модели SPONSOR и модели снежного покрова проведена по теме 79.5 Госзадания ИГ РАН «Исследования механизмов изменений климата и их последствий для окружающей среды и социально-экономических процессов в России». Анализ спутниковых данных по снежному покрову выполнен при поддержке Программы фундаментальных исследований Президиума РАН «Поисковые фундаментальные научные исследования в интересах развития Арктической зоны Российской Федерации».

Acknowledgments. Study of characteristics of snow cover in Western Siberia performed with the support of RFBR grant № 17-05-00555. Validation of the snow cover model and the model SPONSOR per-

formed on the topic 79.5 State job IG RAS «Studies of the mechanisms of climate changes and their consequences for the environment and socio-economic processes in Russia». Analysis of satellite data for

snow cover was supported by the Fundamental research Program of Presidium of RAS «Search fundamental research in the development of the Arctic zone of the Russian Federation».

Литература

References

1. Турков Д.В., Сократов В.С. Расчёт характеристик снежного покрова равнинных территорий с использованием модели локального теплообмена SPONSOR и данных реанализа на примере Московской области // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 3. Р. 369–380. doi: 10.15356/2076-6734-2016-3-369-380.
2. Shmakin A.B. The updated version of SPONSOR land surface scheme: PILPS-influenced improvements // Global and Planetary Change. 1998. V. 19. № 1–4. Р. 49–62.
3. Шмакин А.Б., Рубинштейн К.Г. Валидация динамико-статистического метода детализации метеорологических параметров // Тр. Гидрометеоцентра России. 2006. Вып. 341. С. 186–208.
4. Шмакин А.Б., Турков Д.В., Михайлов А.Ю. Модель снежного покрова с учетом слоистой структуры и ее сезонной эволюции // Криосфера Земли. 2009. Т. XIII. № 4. С. 69–79.
5. Дюнин А.К. Механика метелей. Новосибирск: Сибирское отделение АН СССР, 1963. 378 с.
6. Электронный ресурс: <http://www.ecmwf.int>.
7. Китаев Л.М., Титкова Т.Б. Оценка снегозапасов по данным спутниковой информации // Криосфера Земли. 2010. Т. XIV. № 1. С. 76–80.
8. Попова В.В., Морозова П.А., Титкова Т.Б., Семенов В.А., Черенкова Е.А., Ширяева А.В., Китаев Л.М. Региональные особенности современных изменений зимней аккумуляции снега на севере Евразии по данным наблюдений, реанализа и спутниковых измерений // Лёд и Снег. 2015. Т. 55. № 4. С. 73–86. doi: 10.15356/2076-6734-2015-4-73-86.
9. Березин К.Ю., Дмитриев А.В., Дмитриев В.В. Оценка влагозапаса снежного покрова по данным спутниковой радиометрии для степной зоны Западной Сибири // Вестн. Сибирского гос. аэрокосмического ун-та им. академика М.Ф. Решетнева. 2013. Вып. 5 (51). С. 9–12.
10. Chang A.T.C., Foster J.L., Hall D.K., Rango A., Hartline B.K. Snow water equivalence determination by microwave radiometry // Cold Regions Science and Technology. 1982. № 5. Р. 259–267.
11. Кислов А.В. Связь границы снежного покрова на континентах с температурой и влажностью воздуха // Метеорология и гидрология. 1994. № 8. С. 52–56.
12. Электронный ресурс: <http://nsidc.org/data/NSIDC-0595>.
1. Turkov D.V., Sokratov V.S. Calculating of snow cover characteristics on a plain territory using the model SPONSOR and data of reanalyses (by the example of Moscow region). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2016, 56 (3): 369–380. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2016-3-369-380.
2. Shmakin A.B. The updated version of SPONSOR land surface scheme: PILPS-influenced improvements. *Global and Planetary Change*. 1998, 19 (1–4): 49–62.
3. Shmakin A.B., Rubinshtein K.G. Validation of the dynamical-statistical method of detailsation of meteorological parameters. *Trudy Gidrometeotsentra Rossii*. Proc. of Hydrometeocentre of Russia. 2006, 341: 186–208. [In Russian].
4. Shmakin A.B., Turkov D.V., Mikhailov A.Yu. Model of snow cover considering its layered structure and seasonal evolution. *Kriosfera Zemli*. Earth Cryosphere. 2009, XIII (4): 69–79. [In Russian].
5. Dunin A.K. *Mekhanika meteley*. Mechanics of blizzards. Novosibirsk, Siberian Branch, Russian Academy of Siences, 1963: 378 p. [In Russian].
6. <http://www.ecmwf.int>
7. Kitaev L.M., Titkova T.B. Estimation of snow storage using satellite information. *Kriosfera Zemli*. Earth Cryosphere. 2010, XIV (1): 76–80. [In Russian].
8. Popova V.V., Morozova P.A., Titkova T.B., Semenov V.A., Cherenkova E.A., Shiryayeva A.V., Kitaev L.M. Regional features of present winter snow accumulation variability in the North Eurasia from data of observations, reanalysis and satellites. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2015, 55 (4): 73–86. doi: 10.15356/2076-6734-2015-4-73-86. [In Russian].
9. Berezin K.Yu., Dmitriev A.V., Dmitriev V.V. Estimation of snow water equivalent by using of satellite radiometry for the steppe zone of Western Siberia. *Vestnik Sibirskogo Aerokosmicheskogo Univerciteta*. Herald of the Siberian Aero cosmic University. 2013, 5 (51): 9–12. [In Russian].
10. Chang A.T.C., Foster J.L., Hall D.K., Rango A., Hartline B.K. Snow water equivalence determination by microwave radiometry. *Cold Regions Science and Technology*. 1982, 5: 259–267.
11. Kislov A.V. Relationship of the snow cover boundary on continents with temperature and humidity. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 1994, 8: 52–56. [In Russian].
12. <http://nsidc.org/data/NSIDC-0595>

13. Pulliainen J. Mapping of snow water equivalent and snow depth in boreal and sub-arctic zones by assimilating space-borne microwave radiometer data and ground-based observations // Remote Sensing of Environment. 2006. V. 101. P. 257–269. doi: 10.1016/j.rse.2006.01.002.
14. Takala M., Luojus K., Pulliainen J., Derksen C., Lemmetyinen J., Kärnä J.-P, Koskinen J., Bojkov B. Estimating northern hemisphere snow water equivalent for climate research through assimilation of spaceborne radiometer data and ground-based measurements // Remote Sensing of Environment. 2011. V. 115. Is. 12. 15 December 2011. P. 3517–3529. doi: 10.1016/j.rse.2011.08.014.
15. Атлас снежно-ледовых ресурсов мира / Под ред. В.М. Котлякова. М.: изд. Ин-та географии РАН, 1997. Т. 2. Кн. 1. 264 с.
16. Bulygina O.N., Groisman P.Ya., Razuvaev V.N., Korshunova N.N. Changes in snow cover characteristics over Northern Eurasia since 1966 // Environmental Research Letters. 2011. № 6. 045204. doi: 10.1088/1748-9326/6/4/045204.
17. Bengtsson L., Hagemann S., Hodges K.I. Can climate trends be calculated from reanalysis data? // Journ. of Geophys. Research. 2004. V. 109. D11111. 8 p. doi: 10.1029/2004JD004536.
13. Pulliainen J. Mapping of snow water equivalent and snow depth in boreal and sub-arctic zones by assimilating space-borne microwave radiometer data and ground-based observations. Remote Sensing of Environment. 2006, 101: 257–269. doi: 10.1016/j.rse.2006.01.002.
14. Takala M., Luojus K., Pulliainen J., Derksen C., Lemmetyinen J., Kärnä J.-P, Koskinen J., Bojkov B. Estimating northern hemisphere snow water equivalent for climate research through assimilation of spaceborne radiometer data and ground-based measurements. Remote Sensing of Environment. 2011, 115 (12). 15 December 2011: 3517–3529. doi: 10.1016/j.rse.2011.08.014.
15. World atlas of snow and ice resources / Ed. V.M. Kotlyakov. Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, 1997. V. 2. Book 1. 264 p. [In Russian].
16. Bulygina' O.N., Groisman P.Ya., Razuvaev V.N., Korshunova N.N. Changes in snow cover characteristics over Northern Eurasia since 1966. Environmental Research Letters. 2011, 6: 045204. doi: 10.1088/1748-9326/6/4/045204.
17. Bengtsson L., Hagemann S., Hodges K.I. Can climate trends be calculated from reanalysis data? Journ. of Geophys. Research. 2004, 109. D11111: 8 p. doi: 10.1029/2004JD004536.

Особенности распределения снежного покрова на побережье озера Байкал© 2017 г. Н.Н. Воропай^{1,2*}, В.К. Власов¹¹Институт географии имени В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия;²Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

*voropay_nn@mail.ru

Characteristics of the snow cover distribution on the coast of Lake BaikalN.N. Voropay^{1,2*}, V.K. Vlasov¹¹Sochava Institute of Geography, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia;²Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Tomsk, Russia

*voropay_nn@mail.ru

Received April 21, 2016

Accepted December 16, 2016

Keywords: long-term changes, precipitation, snow characteristics, snow cover, temperature.**Summary**

The paper presents results of studies of the dynamics of snow cover characteristics along the Lake Baikal coast for the years 1961–2009. Statistical characteristics of the following elements: snow depth, duration of the period with snow cover, dates of onset and destruction of snow cover, were calculated from data of local meteorological stations. Mean annual snow depth in the region varies from 1 to 36 cm, while the maximal ten-day values changes from 12 cm on the West coast up to 60–86 cm on the East coast. Mean duration of the snow cover in the Baikal region is 138 days, while on the East coast it lasts for 178 days, and on the West one – for 126 days. Long-term trends of the snow cover characteristics are mostly statistically insignificant. However, at the end of the above period dates of the snow cover onset and destruction has been shifted to earlier dates. The inter-annual variability of these dates reaches 30 days. A linear dependence of the snow cover depth on the mean air temperature and the precipitation amount for the cold season was revealed with correlation coefficients from 0.31 to 0.89.

Citation: Voropay N.N., Vlasov V.K. Characteristics of the snow cover distribution on the coast of Lake Baikal. *Led i Sheg. Ice and Snow*. 2017. 57 (3): 355–364. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2017-3-355-364

Поступила 21 апреля 2016 г.

Принята к печати 16 декабря 2016 г.

Ключевые слова: атмосферные осадки, многолетние изменения, температура воздуха, характеристики снежного покрова.

Анализ многолетних изменений высоты снежного покрова, дат его образования и разрушения за 1961–2009 гг. по данным метеорологических станций позволил установить различия указанных характеристик на восточном и западном побережьях озера Байкал. В конце исследуемого периода отмечено смещение дат установления и разрушения снежного покрова к более ранним срокам при отсутствии статистически значимых трендов. Установлена линейная зависимость высоты снежного покрова от средней температуры воздуха за холодный период и сумм атмосферных осадков.

Введение

Глобальное потепление в последние десятилетия XX в. отразилось на ряде климатических показателей, в том числе и на снежном покрове [1–5]. Состояние снежного покрова – важнейшая характеристика регионального климата. В ряде исследований оценивались тенденции изменения южной границы распространения [6], продолжительности залегания (число дней со снежным покровом) и высоты снежного покрова [7–10]. В последние годы большое число работ посвящено влиянию изменчивости параметров снежного покрова на промерзание грунта и анализу связей

с атмосферной циркуляцией [11–14]. Тема настоящего исследования важна как в теоретическом, так и в практическом аспекте. Оценка распределения и изменения характеристик снежного покрова необходима для различных отраслей хозяйства (сельское и лесное хозяйство, транспорт, деревообрабатывающая промышленность, строительство), используется она для управления водными и почвенными ресурсами, для работ в смежных с климатологией областях (гидрология, почвоведение, курортология и др.).

Прибайкалье расположено в умеренных широтах, где изменчивость атмосферно-циркуляционных условий, а следовательно, и метеорологи-

ческого режима — одна из основных особенностей климатического режима. В этих широтах существует не только временная, но и территориальная изменчивость многих метеорологических элементов и явлений [15]. На территории Прибайкалья есть горные хребты, окаймляющие озеро Байкал, и соседние с озером межгорные котловины. Большинство хребтов Прибайкалья имеют сравнительно мягкие очертания и плоские вершины, выровненные процессами длительной денудации. Лишь на наиболее высоких участках на севере Байкальского хребта, в Хамар-Дабане, а также на Икатском и Баргузинском хребтах встречаются массивы с альпийскими формами рельефа (максимальная отметка — 2840 м, Баргузинский хребет) [16]. Над Прибайкальем в течение всего года господствует местный континентальный воздух, поэтому для данной территории характерны сравнительно холодная зима (средняя температура января $-22 \div -26^\circ\text{C}$) и умеренно тёплое лето (средняя температура июля $15-18^\circ\text{C}$).

Территория исследования — Байкальская котловина, центральная часть Прибайкалья. На климат Байкальской котловины сильно влияет водная масса озера, медленно остывающая осенью и долго нагревающаяся летом. Зима на берегах Байкала на $6-10^\circ\text{C}$ теплее, чем в соседних районах Прибайкалья, а лето гораздо прохладнее. Самый тёплый месяц на берегах озера — август, наиболее холодный — февраль. Как и в областях с морским климатом, осень на Байкале гораздо теплее весны. Максимальные амплитуды среднемесячных температур здесь наименьшие в Сибири (около $30-35^\circ\text{C}$). Влияние Байкала, окружённого высокими горами, сказывается лишь на климате узкой полосы его побережья и наветренных западных склонов восточных хребтов Прибайкалья, где благодаря воздействию озера выпадает большое количество осадков (ГМС Танхой — 826 мм, Хамар-Дабан — 1443 мм), а высота снежного покрова на западных склонах этих хребтов в 2–3 раза больше, чем на восточных.

Материалы и методы исследования

При анализе пространственно-временной изменчивости характеристик снежного покрова за 1961–2009 гг. учитывались все ежегодные измерения, проводимые с 1 октября по 30 апреля на



Рис. 1. Схема расположения метеорологических станций
Fig. 1. Location of weather stations

11 станциях Прибайкалья, находящихся на побережье оз. Байкал в диапазоне высот 458–500 м над ур. моря (рис. 1, табл. 1). Использовалась информация о средней декадной высоте снежного покрова по постоянной рейке и продолжительности залегания устойчивого снежного покрова, датах его образования и разрушения, средней месячной температуре воздуха и сумме осадков холодного периода года. ГМС Баргузинский заповедник, Байкальск, Большой Ушканий и Еланцы расположены на защищённых от ветра участках, а ГМС Большое Голоустное, Исток Ангары, Култук, Сарма, Солнечная, Узур, Хужир — на открытых площадках. По декадным данным вычислены средние месячные величины исследуемых параметров, среднее квадратическое отклонение, дисперсия, оценены линейные тренды в рядах и связь изменений характеристик снежного покрова с температурой воздуха и суммами атмосферных осадков.

Изменение характеристик снежного покрова на побережье озера Байкал

Высота снежного покрова. Максимальные средние годовые значения высоты снежного покрова в 1,5–3 раза превышают средние многолетние значения (см. табл. 1). При этом они в 3–9 раз больше минимумов, что свидетельствует о достаточно большой межгодовой амплитуде

Таблица 1. Характеристики высоты снежного покрова за 1961–2009 гг.

Гидрометеостанция, высота над ур. моря	Средняя за холодный период (октябрь–апрель), см			Дисперсия, см ²	Наибольшая декадная дисперсия, см	Дата фиксирования	Наибольшая средняя дисперсия, см	Дата фиксирования
	средняя многолетняя	наибольшая	наименьшая					
Байкальск, 479 м	25,56	46,52	10,76	55,52	80	Февраль 1966, вторая декада	77,33	Февраль 1965
Баргузинский заповедник, 468 м	35,94	65,24	22,14	77,31	86	Апрель 2002, вторая декада; март 1962, третья декада	84,33	Март 1962
Большое Голоустное, 461 м	4,89	8,33	2,43	5,36	16	Март 2004, первая и вторая декады	14,00	Февраль 2004
Большой Ушканий, 458 м	13,90	40,24	1,62	149,19	60	Март 2001, вторая декада	58,33	Март 2001
Еланцы, 499 м	2,62	8,00	1,52	5,46	23	Март 2004, первая декада	16,33	Март 2004
Исток Ангары, 460 м	5,93	11,00	3,57	5,71	24	Март 2004, первая декада	21,33	Февраль 2004
Култук, 465 м	1,63	7,14	0,52	2,14	31	Март 2001, третья декада	27,33	Март 2001
Сарма, 464 м	2,03	21,67	0,00	14,36	62	Март 2001, третья декада	54,67	Март 2001
Солнечная, 463 м	5,18	9,71	0,57	11,85	27	Ноябрь 2004, третья декада	17,00	Ноябрь 2004
Узур, 460 м	6,10	20,76	0,14	19,43	39	Март 2001, вторая декада	38,00	Март 2001
Хужир, 487 м	1,21	4,62	0,10	1,08	12	Февраль 2005, вторая и третья декады	11,33	Февраль 2005

колебаний высоты снежного покрова. Наибольшие значения межгодовой изменчивости высоты снежного покрова свойственны тем ГМС, на которых наблюдения ведутся на закрытом участке – Баргузинский заповедник (43,1 см), Большой Ушканий (38,62 см), Байкальск (35,76 см). Наименьшая амплитуда колебаний отмечается на открытых участках – на ГМС Хужир (4,52 см), Большое Голоустное (5,9 см), Култук (6,52 см). Максимальная высота снежного покрова наблюдаются в марте и феврале, исключение составляет только ГМС Солнечная, где максимум приходится на ноябрь. Наибольшая месячная и декадная высота снежного покрова наблюдалась в начале 1960-х годов и после 2000 г.

Результаты пространственной корреляции показывают синхронность изменений высоты снежного покрова на ГМС. В большинстве случаев величина коэффициентов корреляции равна 0,8–0,9. С увеличением расстояния или при рассмотрении двух станций, расположенных на разных берегах оз. Байкал, он уменьшается до 0,5–0,6. При анализе высоты снежного покрова мы выделили две группы станций – на восточном побережье (ГМС Байкальск, Баргузинский заповедник и Большой Ушканий) и на западном побережье (ГМС Большое Голоустное, Еланцы, Исток Ангары, Култук, Сарма, Солнечная, Узур, Хужир). Отклонения от средних многолетних значений высоты снежного покрова по двум группам станций носят как положительный, так и отрицательный характер (рис. 2). Многолетняя тенденция в обоих случаях положительна, но только на западном побережье она статистически значима.

Некоторое уменьшение высоты снежного покрова на станциях восточного побережья заметно с зимы 1960/61 до зимы 1971/72 г. и с зимы 2000/01 до зимы 2008/09 г. Тенденцию к увеличению высоты снега можно проследить с зимы 1972/73 г. до зимы 1999/2000 г. Для станций западного побережья характерны рост высоты снежного покрова в зимы 1960/61–1999/2000 гг. и уменьшение в зимы 2000/01–2008/09 гг. Можно выделить и годы с особенно большими аномалиями (отклонениями от среднего многолетнего значения за исследуемый период) высоты снежного покрова. Это положительные аномалии (до 10–20 см) в зимы 1960/61, 1961/62, 1999/2000, 2000/01, 2005/06 гг. на ГМС восточ-

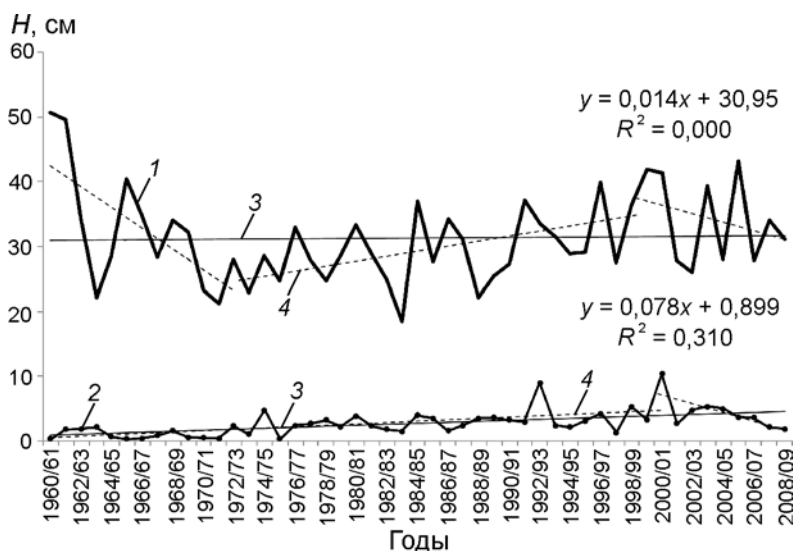


Рис. 2. Высота снежного покрова на метеорологических станциях:

1 – восточного побережья; 2 – западного побережья; 3 – линии тренда за 1961–2009 гг.; 4 – линии тренда за периоды, указанные в тексте

Fig. 2. Snow depth at weather stations: 1 – east coast; 2 – west coast; 3 – trend lines for the 1961–2009; 4 – trend lines for the periods indicated in the text

ного побережья и в зимы 1992/93, 2000/01 гг. на ГМС западного побережья; отрицательные аномалии (до –13 см) в зимы 1971/72, 1982/83, 1988/89 гг. на ГМС восточного побережья.

Отметим, что промежуток времени между двумя максимумами и двумя минимумами равен 11–12 годам, т.е. совпадает с 11-летним циклом солнечной активности. Периодами повышенной солнечной активности за исследуемый период, согласно данным о числах Вольфа [17], считаются 1967–1970, 1978–1981, 1989–1992, 1999–2001 гг. Именно на эти промежутки времени приходятся самые большие положительные отклонения по высоте снежного покрова. Периоды с пониженной солнечной активностью отмечались в 1963–1965, 1975–1977, 1986–1988, 1996–1998 гг. На эти отрезки времени приходятся как положительные, так и отрицательные аномалии, небольшие по абсолютной величине.

Увеличение средней за зиму высоты снежного покрова на большей части рассматриваемой территории не противоречит наблюдаемому потеплению климата, поскольку в этом регионе России в течение всей зимы преобладают очень низкие температуры приземного воздуха и даже при положительном тренде температуры число дней с температурой ниже нуля не сокращается. В более «мягкие» зимы наблюдается увеличение сумм атмосферных осадков, что часто связано с меньшей активностью сибирского антициклона и большей интенсивностью западно-восточного переноса, т.е. большим числом проходящих циклонических образований с системой фронтов, несущих осадки.

Аналогичная связь хорошо прослеживается при расчётах по климатическим моделям для середины XXI в., когда потепление особенно выражено и тем не менее происходит одновременное увеличение водного эквивалента снега в Сибири [1]. Причина этого – рост влагоёмкости тропосферы.

Образование устойчивого снежного покрова.

Характерные особенности в режиме снежного покрова – процессы его установления и разрушения. Снежный покров считается устойчивым, если он лежит непрерывно в течение всей зимы или не менее месяца с перерывом не более трёх дней подряд. За дату образования принимают первый день периода устойчивого снежного покрова, когда площадь видимой окрестности ГМС покрыта снегом на 50% и более [18]. Устойчивый снежный покров, согласно данным рассматриваемых ГМС, формируется в среднем 24 ноября. В отдельных случаях это происходит в декабре или даже в январе. Самое позднее установление снега зафиксировано на ГМС Сарма зимой 1960/61 г. – 11 января. В эту же зиму на всём побережье наблюдалось позднее образование снежного покрова – 21 декабря. Самая ранняя дата зафиксирована на ГМС Баргузинский заповедник в зиму 1970/71 г. (7 октября). Однако в среднем по территории минимум наблюдался в зиму 1972/73 г. (29 октября). Многолетняя амплитуда дат установления снежного покрова составила 53 дня, что показывает значительную изменчивость режима снежного покрова в регионе.

Рассмотрим детально вероятность различных отклонений в сроках образования устойчивого

Таблица 2. Число случаев отклонений сроков образования устойчивого снежного покрова от нормы за 1961–2009 гг.

Характер отклонений	Отклонения, дни						итого
	0–4	5–9	10–14	15–19	20–24	25–29	
Раньше	5	7	8	5	2	1	28
Позже	3	2	4	4	5	3	21
Сумма случаев	8	9	12	9	7	4	49
%	16	18	24	18	14	8	100

снежного покрова. Из табл. 2 видно, насколько большими могут быть различия в сроках установления снежного покрова. Чаще всего встречаются отклонения в 10–14 дней (24%), также велика повторяемость отклонений на 5–9 и 15–19 дней (18%). В некоторые годы отклонения от нормы составляют около месяца (8%). По осреднённым данным всех рассматриваемых ГМС к этим случаям относятся следующие зимы: 1960/61 г. — образование устойчивого снежного покрова 21 декабря; 1972/73 г. — 29 октября; 1983/84 г. — 19 декабря; 1995/96 г. — 20 декабря. Интересные результаты получены при анализе характера и степени межгодовой изменчивости сроков образования устойчивого снежного покрова на побережье Байкала (табл. 3). Она существенно превышает линейный тренд за исследуемый период, который равен 1,9 дней за 10 лет (рис. 3). При этом с 1960-х до середины 1980-х годов наблюдалась тенденция к более позднему образованию устойчивого снежного покрова, которая сменилась на обратную после зимы 1983/84 г. и сохранялась до конца столетия, т.е. дата образования устойчивого снежного покрова смещается к более ранним срокам.

Разрушение устойчивого снежного покрова. Разрушается устойчивый снежный покров на территории исследования в более короткие сроки, чем устанавливается. Согласно средним многолетним оценкам, происходит это 27 марта, что связано с быстрым ростом температуры воздуха в весенние месяцы, хотя иногда разрушение устойчивого снежного покрова может произойти только в мае. Самое позднее разрушение покрова зафиксировано на ГМС Баргузинский заповедник в зиму 1961/62 г. (13 мая), самое раннее — на станциях западного побережья Байкала в зиму 1966/67 г. (27 февраля). Отметим некоторые различия в разрушении устойчивого снежного покрова в Прибайкалье. Так, станции, расположен-

Таблица 3. Межгодовые различия в датах установления снежного покрова (фрагмент таблицы)

Годы	Предшествующая зима	Последующая зима	Различие, дни
	дата образования устойчивого снежного покрова	дата образования устойчивого снежного покрова	
1960/61	21 декабря	8 ноября	43
1971/72	26 ноября	29 октября	28
1972/73	29 октября	10 декабря	42
1982/83	16 декабря	19 декабря	3
1983/84	19 декабря	7 декабря	12
1994/95	15 ноября	20 декабря	35
1995/96	20 декабря	19 ноября	31

ные на восточном берегу, имеют более поздние сроки разрушения устойчивого снежного покрова, чем станции западного побережья. На восточном побережье высота снежного покрова намного больше, чем на западном. Это связано с атмосферно-циркуляционными условиями на территории, где преобладает северо-западное направление переноса воздушных масс. В среднем амплитуда дат разрушения устойчивого снежного покрова составляет 28 дней, причём на станциях восточного побережья она меньше, чем на станциях западного побережья.

Средняя дата разрушения устойчивого снежного покрова за исследуемый период (1961–2009 гг.) на станциях восточного побережья — 23 апреля, на станциях западного побережья — 19 марта. На станциях восточного побережья отклонения от среднего невелики и составляют не более 15 дней, а на станциях западного побережья отклонения достигали почти одного месяца: зимой 2007/08 г. разрушение устойчивого снежного покрова произошло раньше среднего (27 февраля), а зимой 1985/86 г. — позже среднего многолетнего срока (17 апреля). Отклонения в датах разрушения устойчивого снежного покрова в основном незначительны по сравнению с датами установления снежного покрова (табл. 4). На ГМС западного побережья Прибайкалья отклонения больше, чем на ГМС восточного побережья. Максимальная повторяемость отклонений — на 0–4 дня — наблюдается в обеих группах ГМС (50%). Чуть реже встречаются сдвиги в 5–9 дней: на 44% на ГМС восточного побережья и на 29% на ГМС западного побережья. Количество более длительных отклонений незначитель-

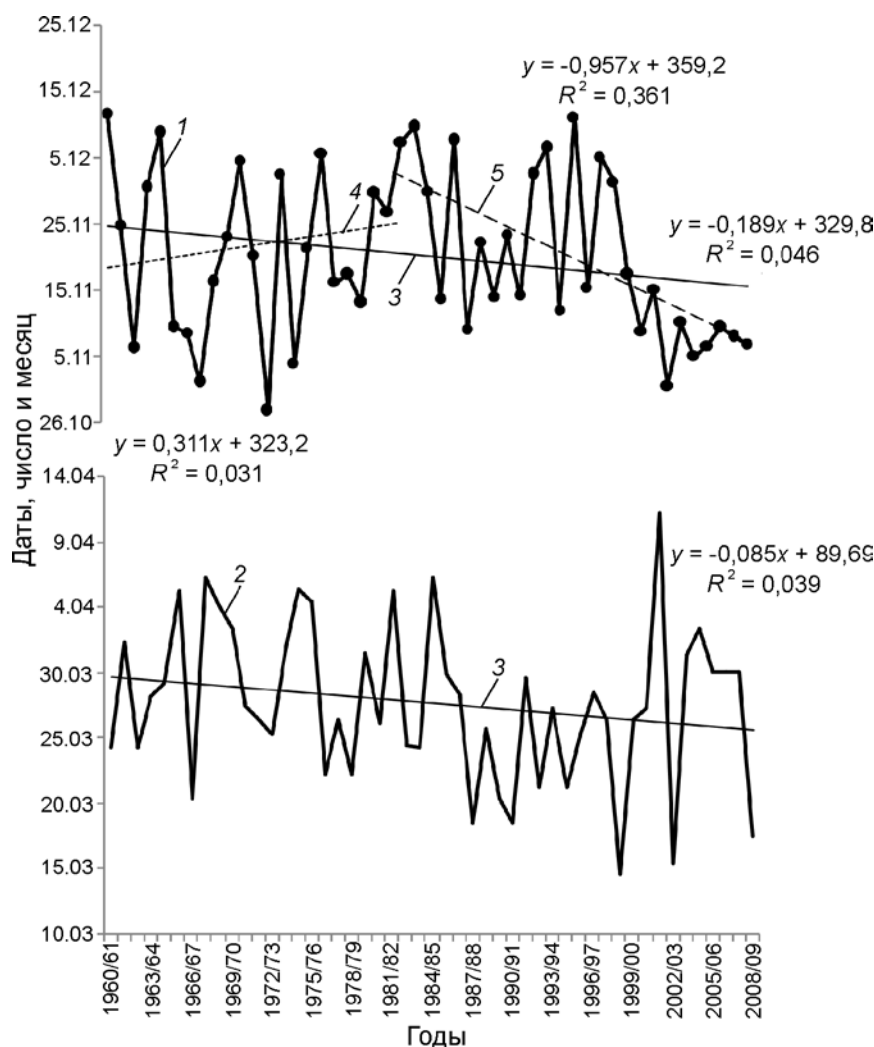


Рис. 3. Многолетние изменения характеристик устойчивого снежного покрова:

1 – дат установления; 2 – дат схода; линии тренда: 3 – за 1961–2009 гг., 4 – за 1961–1985 гг., 5 – за 1986–2009 гг.

Fig. 3. Long-term changes of snow characteristics:

1 – date of setting-up of snow cover; 2 – date of snow cover loss; trend lines: 3 – for 1961–2009, 4 – for 1961–1985, 5 – for 1986–2009.

Таблица 4. Число случаев отклонений сроков разрушения устойчивого снежного покрова от нормы за 1961–2009 гг.

Характер отклонения	Отклонения по данным метеостанций восточного побережья (числитель) и западного побережья (знаменатель), дни				
	0–4	5–9	10–14	15–19	20 и более
Раньше	10/11	10/9	1/2	1/2	0/1
Позже	14/12	11/5	1/3	0/2	0/1
Сумма случаев	24/23	21/14	2/5	1/4	0/2
%	50/48	44/29	4/10	2/8	0/4

но. Многолетние тенденции изменения сроков разрушения снежного покрова отрицательны (в среднем 0,9 дней/10 лет), хотя статистически незначимы (см. рис. 3).

Продолжительность залегания устойчивого снежного покрова. Продолжительность залегания снежного покрова в различных физико-географических районах и местностях — одна из важных

его характеристик, информация о которой широко используется не только при решении научно-прикладных задач, но и в оперативной практике. Прибайкалье относится к числу районов России с устойчивым снежным покровом. При средней по региону дате его образования 24 ноября и разрушении 27 марта продолжительность периода его залегания в среднем составляет 138 дней. Наиболее короткий период залегания снежного покрова — на ГМС Хужир (106 дней), также небольшая продолжительность на ГМС Сарма (107 дней) и Солнечная (109 дней). Наиболее длинный период отмечается на ГМС Баргузинский заповедник (194 дня), почти такой же — в Байкальске (181 день). Очаги наибольшей продолжительности залегания устойчивого снежного покрова соответствуют районам, где в течение зимы в результате различных причин накапливается наибольшее количество снега.

Таблица 5. Продолжительность залегания снежного покрова по грациям за 1961–2009 гг.

Параметры	Метеостанции восточного побережья (числитель) и западного побережья (знаменатель)		Среднее по Прибайкалью	
	число зим	%	число зим	%
Градации продолжительности, дни				
< 100	0/4	0/8	0	0
101–110	0/5	0/10	0	0
111–120	0/6	0/13	6	13
121–130	0/14	0/29	6	13
131–140	0/10	0/21	15	31
141–150	0/7	0/15	13	27
151–160	2/1	4/2	7	15
161–170	7/1	15/2	0	0
171–180	17/0	35/0	1	2
181–190	19/0	40/0	0	0
191–200	3/0	6/0	0	0
Общее число зим	48/48	100/100	48	100
Продолжительность дни:				
максимальная	197(2000–2001 гг.)/165(2000–2001 гг.)		174(2000–2001 гг.)	
минимальная	152(1983–1984 гг.)/88(1971–1972 гг.)		111(1971–1972 гг.)	

Изменчивость продолжительности залегания снежного покрова, как и даты установления и разрушения его, испытывают в Прибайкалье значительные колебания. На основании ежегодных данных о продолжительности залегания устойчивого снежного покрова определена вероятность зим разной продолжительности как в целом по региону, так и по отдельным побережьям (табл. 5). Установлено, что минимальная продолжительность наблюдается на западном побережье Байкала (менее 100 дней), максимальная — на восточном (до 200 дней). Это связано с высотой снежного покрова: на ГМС восточного побережья она значительно больше, чем на западном, из-за особенностей рельефа и перемещения воздушных масс с запада. По региону абсолютный минимум продолжительности залегания снежного покрова составляет 111 дней и отмечен зимой 1971/72 г. Для этого же периода характерен минимум на западном побережье (88 дней), а вот на восточном минимум отмечен зимой 1983/84 г. (152 дня). Абсолютный максимум достигнут в зиму 2000/01 г. и составил 174 дня. И на восточном (197 дней), и на западном (165 дней) побережьях Байкала максимумы отмечаются в эту же зиму.

На восточном побережье Байкала чаще всего встречались зимы с продолжительностью залегания

устойчивого снежного покрова 181–190 дней (40%), а на западном побережье — зимы с продолжительностью 121–130 дней (29%). В среднем по побережью чаще всего были зимы с продолжительностью залегания устойчивого снежного покрова 131–140 дней (31%). Продолжительность периода с устойчивым снежным покровом была максимальной в последнем десятилетии (2001–2009 гг.) и минимальной в 1991–2000 гг., отличаясь почти на +9 и –4 дня соответственно от нормы, что связано со сроками установления и схода устойчивого снежного покрова (рис. 4).

Влияние температуры воздуха и сумм атмосферных осадков холодного периода на характеристики снежного покрова. При наличии достоверного прогноза температуры воздуха можно на его основе вычислять ход других параметров, в том числе и продолжительность залегания снежного покрова. Тенденции изменения температуры воздуха в течение холодного периода (октябрь–апрель) в среднем по побережью положительны за исследуемый период и составляют 0,42 °С за 10 лет при $R^2 = 22\%$. Изменение сумм атмосферных осадков холодного периода статистически не значимо: 0,98 мм за 10 лет при $R^2 = 1\%$ (см. рис. 4). Согласно результатам корреляционного анализа (табл. 6), линейная связь между температурой воздуха и высотой

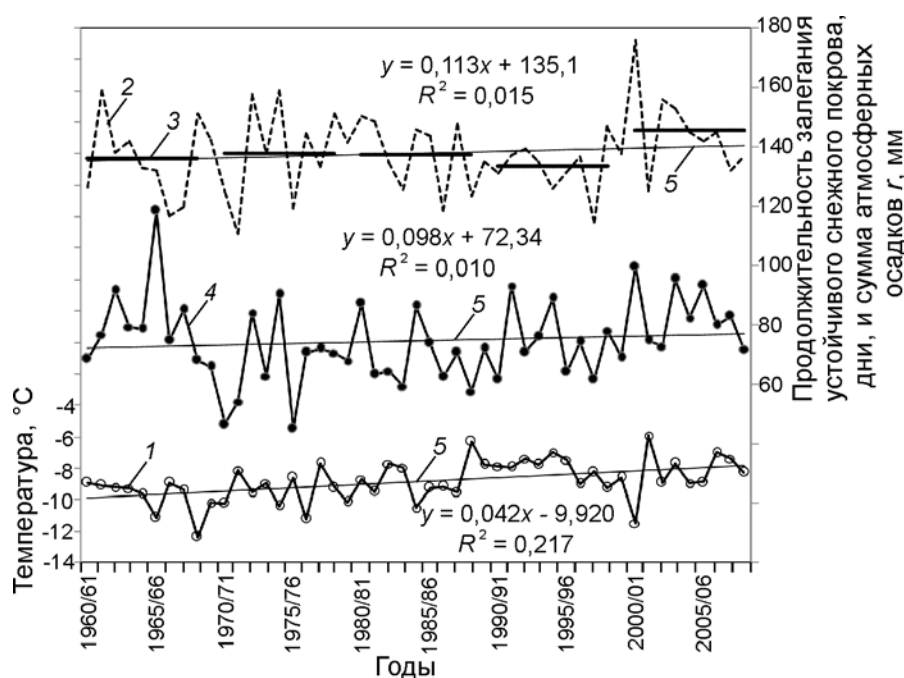


Рис. 4. Многолетние изменения средней за октябрь–апрель температуры воздуха (1), продолжительности залегания устойчивого снежного покрова (2 – ежегодные значения, 3 – среднее за 10 лет), сумм атмосферных осадков за октябрь–апрель (4) и линейные тренды климатических характеристик (5) на побережье оз. Байкал

Fig. 4. Long-term changes in the cold season average (October–April) air temperature (1), duration of stable snow cover (2 – annual values, 3 – 10-years average), total cold season precipitation (October–April) (4) and linear trends of climatic characteristics (5) for the coast of Lake Baikal

Таблица 6. Зависимость высоты снежного покрова от климатических характеристик (коэффициент корреляции)

Метеостанции	Месяц						
	X	XI	XII	I	II	III	IV
<i>Температура воздуха</i>							
Баргузинский заповедник	–0,16	–0,51	–0,21	–0,18	0,13	0,07	–0,38
Сарма	–0,21	–0,27	0,16	–0,10	0,02	0,03	0,00
Узур	–0,27	–0,52	–0,16	–0,23	0,04	0,12	–0,02
Хужир	–0,42	–0,29	0,07	0,01	–0,11	0,04	0,02
Байкальск	–0,50	–0,60	–0,41	–0,41	–0,11	–0,20	–0,38
Еланцы	–0,30	–0,35	0,02	–0,06	–0,01	–0,37	–0,34
Култук	–0,43	–0,30	0,05	–0,06	–0,08	–0,07	0,06
Большое Голоустное	–0,11	–0,30	–0,17	–0,18	0,17	–0,20	–0,63
Большой Ушканий	–0,49	–0,56	–0,29	–0,35	–0,07	–0,21	–0,39
Исток Ангары	–0,39	–0,22	–0,30	–0,35	–0,33	0,09	0,10
Солнечная	–0,43	–0,31	0,06	–0,08	–0,26	–0,16	–0,61
<i>Сумма атмосферных осадков</i>							
Баргузинский заповедник	0,78	0,64	0,34	0,27	0,05	0,00	0,37
Сарма	0,13	0,54	0,57	–0,14	–0,13	0,40	0,04
Узур	0,35	0,68	0,53	0,31	0,09	0,44	0,09
Хужир	0,30	0,63	0,59	0,13	0,03	0,53	0,67
Байкальск	0,60	0,73	0,64	0,27	0,52	0,22	0,03
Еланцы	0,37	0,52	0,59	0,16	0,44	0,75	0,50
Култук	0,34	0,73	0,69	0,43	0,31	0,70	0,47
Большое Голоустное	0,16	0,87	–0,10	0,24	0,40	0,40	0,14
Большой Ушканий	0,72	0,89	0,56	0,23	0,33	0,50	–0,05
Исток Ангары	0,24	0,33	0,47	0,10	0,18	0,31	–0,22
Солнечная	0,23	0,68	0,45	0,00	0,58	0,65	0,16

Серые ячейки – статистически значимый коэффициент корреляции ($p < 0,05$).

снежного покрова на большинстве ГМС в течение зимних месяцев незначительна, а зависимость обратно пропорциональна. Наибольшие статистически значимые ($p < 0,05$) коэффициенты корреляции отмечены в начале холодного периода года (октябрь $-0,42 \div -0,50$, ноябрь $-0,51 \div -0,60$) и в апреле ($-0,38 \div -0,63$). Прямо пропорциональная зависимость между атмосферными осадками и высотой снежного покрова очевидна: чем больше осадков, тем больше высота снежного покрова в условиях отрицательных температур воздуха. Как и у температуры воздуха, максимальные значимые коэффициенты приходятся на начало (до 0,89) и конец (0,33–0,51) холодного периода, а отсутствие значимых связей наблюдается в середине зимы.

Выводы

Тенденции изменения высоты снежного покрова на побережье оз. Байкал в XX в. положительны, но первое десятилетие XXI в., наоборот, характеризуются отрицательными трендами. Максимальная декадная высота снежного покрова (60–86 см) зафиксирована на метеорологических станциях восточного побережья при средней многолетней величине 25–35 см. На метеорологических станциях западного побережья, за исключением ГМС Сарма, наибольшая декадная высота снежного покрова не превы-

шает 30–40 см при средней многолетней высоте 2–6 см. С увеличением расстояния между станциями согласованность изменений высоты снежного покрова уменьшается, что подтверждается значениями коэффициентов корреляции, изменяющимися от 0,98 до 0,25.

В периоды повышенной солнечной активности наблюдаются наибольшие положительные отклонения высоты снежного покрова. При пониженной солнечной активности фиксируются как положительные, так и отрицательные аномалии, небольшие по абсолютной величине.

На побережье оз. Байкал средняя за период 1961–2009 гг. дата образования устойчивого снежного покрова – 24 ноября, а дата разрушается – 27 марта (23 апреля – на восточном побережье, 19 марта – на западном). После 1980-х годов наметилась тенденция смещения дат установления и разрушения снежного покрова на более ранние сроки. Средняя многолетняя продолжительность залегания устойчивого снежного покрова в регионе равна 138 дням: на восточном побережье – 178 дней, на западном – 126 дней.

На исследуемой территории существует четкая тенденция к увеличению средней зимней температуры воздуха и незначительному изменению сумм осадков за холодный период. Установлена линейная зависимость продолжительности залегания устойчивого снежного покрова от средней температуры воздуха за холодный период и сумм атмосферных осадков.

Литература

1. Второй оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации / Под ред. В.В. Ясюкевич, В.А. Говорковой, И.А. Корневой, Т.В. Павловой, Е.Н. Поповой. М.: изд. Росгидромета, 2014. 1009 с.
2. Китаев Л.М., Разуваев В.Н., Мартуганов Р.А. Пространственные особенности взаимодействия параметров климата и снежного покрова севера Евразии // Криосфера земли. 2001. Т. VII. № 4. С. 82–91.
3. Осокин Н.И., Сосновский А.В. Пространственная и временная изменчивость толщины и плотности снежного покрова на территории России // Лёд и Снег. 2014. № 4 (128). С. 72–80. doi: 10.15356/2076-6734-2014-4-72-80.
4. Попова В.В., Полякова И.А. Изменение сроков разрушения устойчивого снежного покрова на севере Евразии в 1936–2008 гг.: влияние глобального по-

Reference

1. The Second Assessment Report on climate change and their impact on the territory of the Russian Federation. Ed. V.V. Yasukevich, V.A. Govorkova, I.A. Korneva, T.V. Pavlova, E.N. Popova. M.: Roshydromet, 2014: 1009 p. [In Russian].
2. Kitaev L.M., Razuvaev V.N., Martuganov R.A. Spatial features of the interaction of climate parameters and snow of northern Eurasia. *Kriosfera Zemli*. Earth Cryosphere. 2001, 7 (4): 82–91. [In Russian].
3. Osokin N.I., Sosnovsky A.V. Spatial and temporal variability of depth and density of the snow cover in Russia. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2014, 4 (128): 72–80. doi: 10.15356/2076-6734-2014-4-72-80. [In Russian].
4. Popova V.V., Polyakova I.A. Change of stable snow cover destruction dates in Northern Eurasia, 1936–2008: impact of global warming and the role of large-scale atmospheric circulation. *Led i Sneg*. Ice and Snow.

- тепления и роль крупномасштабной атмосферной циркуляции // Лёд и Снег. 2013. № 2 (122). С. 29–39. doi: 10.15356/2076-6734-2013-2-29-39.
5. Groisman P.Ya., Tomas R.K., Knight R.W. Observed impact of snow cover on the heat balance and the rise of continental spring temperatures // Science. 1994. № 14. 263 p.
6. Коныгин Е.А. Изменчивость распространения сезонного снежного покрова на территории СССР // Тр. Гидрометцентра. 1990. Вып. 304. С. 92–95.
7. Кренке А.Н., Китаев Л.М., Турков Д.В. Климатическая роль изменений снежного покрова в период потепления // Изв. РАН. Сер. геогр. 2001. № 4. С. 44–51.
8. Мещерская А.В., Белянкина И.Г., Голод М.П. Мониторинг толщины снежного покрова в основной зернопроизводящей зоне бывшего СССР за период инструментальных наблюдений // Изв. РАН. Сер. геогр. 1996. № 4. С. 71–78.
9. Радионов В.Ф., Брызгин Н.Н., Александров Е.И. Снежный покров в Арктическом бассейне. Л.: Гидрометеиздат, 1996. 124 с.
10. Groisman P.Ya., Knight R.W., Razuvaev V.N., Bulygina O.N. Climatology and changes during the past 69 years over northern Eurasia for a rarely used measure of snow cover and frozen land // Journ. of Climate. 2006. № 1. P. 4933–4953.
11. Осокин Н.И., Сосновский А.В., Накалов П.Р. О влиянии изменчивости параметров снежного покрова на промерзание грунта // Лёд и Снег. 2015. № 2 (130). С. 60–68. doi: 10.15356/2076-6734-2015-2-60-68.
12. Попова В.В., Ширяева А.В., Морозова П.А. Сроки установления снежного покрова на севере Евразии: прямые и обратные связи с крупномасштабной атмосферной циркуляцией // Лёд и Снег. 2014. № 3 (127). С. 39–49. doi: 10.15356/2076-6734-2014-3-39-49.
13. Трофимова И.Е., Бальбина А.С. Мониторинг температуры почвы и толщины снежного покрова на территории Иркутской области // Лёд и Снег. 2012. № 1 (117). С. 62–68.
14. Шмакин А.Б., Осокин Н.И., Сосновский А.В., Зазовская Э.П., Борзенкова А.В. Влияние снежного покрова на промерзание и протаивание грунта на Западном Шпицбергене // Лёд и Снег. 2013. № 4 (124). С. 52–59. doi: 10.15356/2076-6734-2013-4-52-59.
15. Воропай Н.Н., Гагаринова О.В., Ильичева Е.А., Бальбина А.С., Кичигина Н.В., Максютлова Е.В., Осипова О.П. Гидроклиматические исследования Байкальской природной территории / Отв. ред. Л.М. Корытный. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2013. 188 с.
16. Бояркин В.М. География Иркутской области. Иркутск: Восточно-Сибирское книжное издательство, 1995. 198 с.
17. <http://solar-flux.narod.ru/Index.htm> - интернет-ресурс
18. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 3. Часть 1. Метеорологические наблюдения на станциях. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 300 с.
- 2013, 2 (122): 29–39. doi: 10.15356/2076-6734-2013-2-29-39. [In Russian].
5. Groisman P.Ya., Tomas R.K., Knight R.W. Observed impact of snow cover on the heat balance and the rise of continental spring temperatures. Science. 1994, 14: 263 p.
6. Konygin E.A. Variability of the spread of seasonal snow cover on the USSR territory. Trudy Gidromettsentra. Proc. of the Hydrometeorological Research Centre of the Russian Federation. 1990, 304: 92–95. [In Russian].
7. Krenke A.N., Kitaev L.M., Turkov D.V. Climatic role of the snow cover change in the warming period. Izvestiya Ross. Akad. Nauk, Seriya Geogr. Proc. of the RAS, Geographical Series. 2001, 4: 44–51. [In Russian].
8. Meshcherskaya A.V., Belyankina I.G., Golod M.P. Monitoring of the snow cover thickness in the main grain-producing area of the former USSR in the instrumental observations period. Izvestiya Ross. Akad. Nauk, Seriya Geogr. Proc. of the RAS, Geographical Series. 1996, 4: 71–78. [In Russian].
9. Radionov V.F., Bryazgin N.N., Alexandrov E.I. Snezhnyi pokrov v Arkticheskom bassejne. Snow cover in the Arctic basin. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1996: 124 p. [In Russian].
10. Groisman P.Ya., Knight R.W., Razuvaev V.N., Bulygina O.N. Climatology and changes during the past 69 years over northern Eurasia for a rarely used measure of snow cover and frozen land. Journ. of Climate. 2006, 1: 4933–4953.
11. Osokin N.I., Sosnovskiy A.V., Nakalov P.R. On the influence of variability of snow cover parameters to the ground freezing. Led i Sneg. Ice and Snow. 2015. 2 (130). P. 60–68. doi: 10.15356/2076-6734-2015-2-60-68. [In Russian].
12. Popova V.V., Shiryayeva A.V., Morozova P.A. Snow cover setting-up dates in the north of Eurasia: relations and feedback to the macro-scale atmospheric circulation. Led i Sneg. Ice and Snow. 2014, 3 (127): 39–49. doi: 10.15356/2076-6734-2014-3-39-49 [In Russian].
13. Trofimova I.E., Balybina A.S. Monitoring of soil temperature and snow cover depth in the Irkutsk Region. Led i Sneg. Ice and Snow. 2012, 1 (117): 62–68. [In Russian].
14. Shmakin A.B., Osokin N.I., Sosnovsky A.V., Zazovskaya E.P., Borzenkova A.V. Influence of snow cover on the soil freezing and thawing in the West Spitsbergen. Led i Sneg. Ice and Snow. 2013, 4 (124): 52–59. doi: 10.15356/2076-6734-2013-4-52-59. [In Russian]
15. Voropay N.N., Gagarinova O.V., Il'icheva E.A., Balybina A.S., Kichigina N.V., Maksyutova E.V., Osipova O.P. Gidroklimaticheskie issledovaniya Baykal'skoy prirodnoy territorii. Hydroclimatic studies of the Baikal natural territory. Ed. L.M. Korytnyi. Novosibirsk: GEO, 2013: 188 p. [In Russian].
16. Boyarkin V.M. Geografiya Irkutskoy oblasti. Geography of Irkutsk region. Irkutsk, 1995. 198 p. [In Russian].
17. <http://solar-flux.narod.ru/Index.htm>
18. Manual for hydrometeorological stations and posts. V. 3. Pt. 1. Meteorological observations at the stations. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1985: 300 p. [In Russian].

Снежный покров на Лагонакском нагорье (Западный Кавказ)

© 2016 г. Ю.В. Ефремов*, А.В. Зимницкий

Кубанский государственный университет, Краснодар, Россия

*efremov_kubsu@mail.ru

Snow cover on the Lagonaky high plateau (Western Caucasus)

Yu.V. Efremov*, A.V. Zimnitskiy

Kuban State University, Krasnodar, Russia

*efremov_kubsu@mail.ru

Received April 4, 2016

Accepted December 11, 2016

Keywords: *snow cover, snow density, snow depth, snow-measuring point, snow storage, snow survey.***Summary**

The paper presents characteristics of a snow cover observed on the Lagonaky high plateau (the Western Caucasus) in the interfluvium of the rivers Belaya and Pshekha along two snow-measuring courses. The period of observations is 1973–2015, and the altitude interval is 460–2020 m. The characteristics measured are the following: depths of snow cover, the snow density, and temperature of different snow layers in the test pits. The stratigraphy of the snow thickness is described. In different years, observations did show changes in the depths which felt within a wide range of values from a few centimeters up to 5–6 m at the same points. The observations allowed determination of dates of snow appearance (setting-up of snow cover) as well as the disappearance in different parts of the Lagonaky high plateau. Durations of the snow cover in different altitudinal belts were also determined. By the end of March the snow cover disappears to altitudes of 700 m, and after 20th of April the slopes become free of snow to 1000 m. The snow cover duration in the low-altitude zone (500–1000 m) is 70–80 days, while in the middle altitudes (1,000–1,500 m) it is 130 days. In the highlands (above 2000 m), the snow cover lasts for 215 days. It must be emphasized that during the last five years the duration of snow cover has changed significantly. Materials of snow surveys showed that snow depths and water contents (water equivalents of snow cover) significantly differ from year to year. In seasons 1975/76, 1978/79, 1986/87, 1989/90 the winters were extremely snowy, while winters in 1976/77, 1979/80, 1983/84, 1990/91, 2013–2015 had small amount of snow. According to data of distant snow-measuring sticks, the maximum values of the snow depth (610 cm) have been recorded in March of 1976 near the tourist shelter Fisht (1596 m). Significant changes in the distribution of snow cover in recent years were probably related to the global climate changes.

Citation: Efremov Yu.V., Zimnitskiy A.V. Snow cover on the Lagonaky high plateau (Western Caucasus). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2017. 57 (3): 365–372. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2017-3-365-372

Поступила 4 апреля 2016 г.

Принята к печати 11 декабря 2016 г.

Ключевые слова: *плотность снега, снеготопос, снегомерная съёмка, снегомерный пункт, снежный покров, толщина снега.*

Представлены новые данные о толщине, плотности снега и снеготопосах, полученные при снегомерных работах в 1976–2015 гг. на Лагонакском нагорье в бассейне р. Белая. Проанализировано распределение снежного покрова и продолжительность его залегания по высотным зонам. Отмечено уменьшение снежности зим за последние годы, видимо, обусловленное общим потеплением климата.

Введение

Лагонакское нагорье, в том числе горный массив Фишт–Пшехасу и Оштен, являющиеся частью гор Западного Кавказа в междуречье Белой и Пшехи, включено в территорию Всемирного природного наследия «Западный Кавказ». Нагорье располагается в Краснодарском крае (Апшеронский и Хостинский районы курорта «Большой Сочи») и Республике Адыгея

(рис. 1). Юго-восточная часть района входит в состав Кавказского государственного природного биосферного заповедника. Площадь Лагонакского нагорья невелика, всего 650 км² (рис. 2). Наивысшая точка нагорья — вершина Фишт (2868 м над ур. моря; все высоты в статье даны над уровнем моря). Это — самая западная снежно-ледовая вершина Кавказа (рис. 3).

Снежный покров — основной фактор формирования снежных лавин, а также одно из

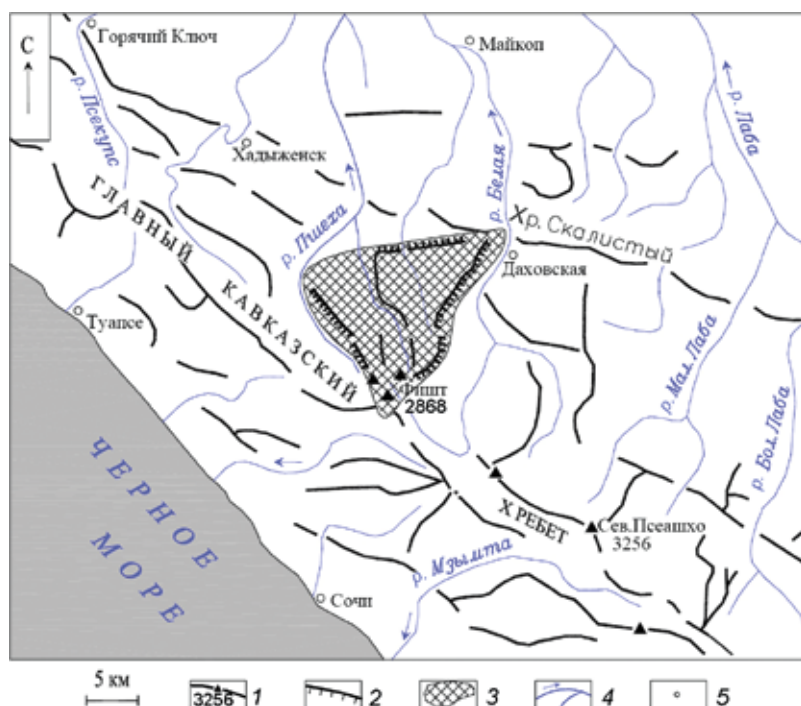


Рис. 1. Схема района исследований:

1 – основные хребты, вершины; 2 – скалистые обрывы; 3 – территория Лагонакского нагорья; 4 – основные реки; 5 – населённые пункты

Fig. 1. Study area:

1 – main ridges, tops; 2 – rock breaks; 3 – territory of Lagonaky high plateau; 4 – main rivers; 5 – settlements



Рис. 2. Орографическая схема Лагонакского нагорья:

1 – хребты и вершины; 2 – реки; 3 – территория Лагонакского нагорья; 4 – линии снегомерных маршрутов со снегопунктами; 5 – населённые пункты

Fig. 2. Orography of Lagonaky high plateau:

1 – ridges and tops; 2 – rivers; 3 – Lagonaky high plateau; 4 – lines of snow-measuring routes from a snow point; 5 – settlements

главных условий весеннего стока и режима рек. Сведения о снежном покрове на туристских маршрутах имеют значение для зимнего туризма

и горнолыжного спорта, так как пологие склоны и большое количество снега создают в этом районе прекрасные условия для лыжного спорта [1].



Рис. 3. Гора Фишт зимой с северной стороны
Fig. 3. Fisht Mount in the winter from the north site

Именно поэтому здесь необходимо вести наблюдения за снежным покровом. Регулярные снегомерные работы в указанном районе были прекращены в 1992 г. Позже и в настоящее время снегомерные работы здесь проводились один раз в год, в конце марта, для составления гидрологических прогнозов. Однако обобщения материалов по снегомерным работам не было, а публикации, отражающие особенности формирования снежного покрова, до сих пор отсутствуют. Фрагментарные сведения о снежном покрове можно найти в работах Ю.В. Ефремова и др. [2, 3], В.Д. Панова, Ю.В. Ефремова и др. [4], М.Ч. Залиханова [5], П.М. Лурье [6].

Цель этого исследования — анализ основных характеристик снежного покрова, его распределения и продолжительности залегания по высотным зонам с учётом орографических условий и климатических факторов.

Объекты и методы исследований

Снегомерные маршруты на Лагонакском нагорье (бассейн р. Белая) проложены с таким расчётом, чтобы охватить наибольший диапазон высот. Режим снежного покрова на Лагонакском нагорье изучался по двум снегомерным маршрутам. Снегомерные пункты находились в высотном диапазоне 460–2200 м. Первый снегомерный маршрут станица Даховская — гора Оштен был открыт в 1974 г. Ю.В. Ефремовым и В.Д. Пановым. На маршруте было расположено 11 снегомерных пунктов. Второй маршрут начал действовать в 1978 г. Он был проложен в долине



Рис. 4. Шурф для измерения плотности, твёрдости, снегозапаса, температуры отдельных слоёв снега и определения стратиграфических свойств на пункте 10 снегомерного маршрута в бассейне р. Пшеха, расположенного в зоне максимального снегонакопления (1730 м)

Fig. 4. A hole for measurement of density, hardness, water storage, temperature of separate layers and definition of stratigraphy properties on the snow point 10 in the Pshekh river basin located in the zone of maximum snow accumulation (1730 m)

р. Пшеха и имел 11 пунктов по измерению снега. Во время снегомерных работ определялась толщина снежного покрова; в шурфах измерялись толщина, плотность, твёрдость и температура отдельных слоёв снега и описывалась стратиграфия снежной толщи (рис. 4). Снегомерные работы вели ежемесячно с 1973 по 1992 г., в отдельные годы — в апреле, когда толщина снежного покрова была максимальной. Измерения на этих маршрутах продолжаются в настоящее время в период максимального накопления снега (последняя декада марта).

Первый снегомерный маршрут начинается на высоте 460 м и заканчивался на 2040 м,

Таблица 1. Сведения о дистанционных рейках. Маршрут: станция Даховская – Белореченский перевал

Номер рейки*	Место установки дистанционной рейки и её высота	Абсолютная высота, м
4	В бассейне р. Курджипс, на границе леса, 450 м	1600
5	На плато Лагонаки в 5 км к югу от СП-4, 450 м	2040
6	В бассейне р. Курджипс, выше границы леса, 450 м	1800
7	0,7 км севернее Гузерипльского перевала, 450 м	1900
8	В районе приюта Фишт, 450 м	1596
9	В районе Белореченского перевала, 450 м	1780
10	В 100 м севернее г. Фишт, в понижении между бараньими лбами, 740 м	2540

*Рейки 4–9 установлены в 1973 г., рейка 10 – в 1982 г.

длина маршрута 35 км, перепад высот 1560 м. Протяжённость второго снегомерного маршрута простирается на 40 км, а перепад высот составляет 1229 м. На каждом снегопункте проходилась шурф, в котором измерялась толщина снега с помощью снегомерной рейки, вычислялся снегозапас, определялась плотность снежной толщи и делалось её описание. Для полной характеристики снежного покрова и особенностей его распределения на рассматриваемой территории использовались данные, полученные по дистанционным снегомерным рейкам, установленным в левых истоках р. Белая (табл. 1).

Результаты исследований

Снегомерные работы, выполненные с 1973 по 2015 г. на Лагонакском нагорье в высотном диапазоне 460–2200 м, показали изменчивость толщины, плотности снега и снегозапа-

са. В зимнее время в рассматриваемом регионе толщина снежного покрова значительна и колеблется на одних и тех же участках в разные годы в широком диапазоне – от нескольких сантиметров до 5–6 м (район приюта Фишт). По мере подъёма в горы толщина снежного покрова увеличивается. Так, у подножия Лагонакского нагорья в пос. Гузерипль средняя из максимальных за зиму толщина снега составляет 42 см, а максимальная достигает 1 м. По мере подъёма в горы толщина снежного покрова возрастает и на 1800–2000 м средняя из максимальных за зиму толщина снега достигает 6 м. Даже минимальная из наибольших за зиму толщина составляет 4 м (рис. 5). В районе Белореченского перевала, по данным маршрутной линейной снегомерной съёмки 1987 г., толщина снега была более 9 м. В высотном диапазоне 1400–1900 м максимум толщины снежного покрова (151–387 см) характерен для марта. В последние годы отмечены заметные изменения в распределении снежного покрова, которые связаны, вероятно, с гло-



Рис. 5. Сильные снегопады и метели зимой 1987 г. создали большие трудности для проведения снегомерных работ в районе туристской базы Лагонаки (1650 м)

Fig. 5. Heavy snowfalls and blizzards in the winter of 1987 have created great difficulties for the carrying out of snow-measuring works on Lagonaky high plateau (1650 m)

Таблица 2. Толщина, плотность снега и снегозапас на снегопунктах наземных маршрутных снегосъёмки в марте. Маршрут: станция Даховская – гора Оштен (р. Белая) – СП-11 (2020 м)

Дата наблюдений	Толщина снега*, см	Плотность снега, г/см ³	Снегозапас, мм	Толщина ледяной корки, мм
10.03.1975	271/295/230	0,45	1219	Отсутствует
10.03.1977	174/224/145	0,27	472	
20.03.1978	262/310/203	0,45	1179	65
03.03.1979	148/248/74	0,42	622	10
23.03.1980	63/132/33	0,30	189	15
16.03.1982	246/292/174	0,42	1033	Отсутствует
16.03.1983	197/284/78	0,39	768	
19.03.1984	85/145/43	0,35	298	30
18.03.1985	172/228/131	0,38	654	Отсутствует
20.03.1986	106/199/65	0,39	413	
14.03.1987	297/371/197	0,45	1336	
16.03.1988	138/230/86	0,33	455	
21.03.1989	147/175/102	0,47	691	30
20.03.1990	136/160/87	0,29	394	Отсутствует
20.03.1999	140/146/137	0,33	462	
15.03.2001	109/126/100	0,39	441	
21.03.2002	98/124/80	0,51	500	
21.03.2003	159/176/138	0,40	636	
17.03.2004	48/73/31	0,41	197	
20.03.2006	114/160/83	0,39	445	
15.03.2014	100/142/42	0,49	490	10
19.03.2015	56/71/41	0,27	151	Отсутствует

*Толщина снега: средняя/ максимальная/минимальная.

Таблица 3. Средняя максимальная толщина снежного покрова по дистанционным рейкам. Маршрут: станция Даховская – Белореченский перевал

Высота пункта, м	Номер пункта	Число лет наблюдений, принятое в расчётах	Наибольшая наблюденная толщина, см	Сумма наибольших толщин, см	Среднее значение, см	Приведённая к средней максимальной, см
1580	8	10	470	3470	347	380
1600	4	8	130	360	45	65
1600	6	9	260	1260	140	170
1780	9	10	370	2905	290	320
1900	7	8	320	1340	168	195
2040	5	9	360	2035	226	260
2540	10	3	440	1370	457	500

бальным потеплением. Из табл. 2 видно, что средняя, максимальная и минимальная толщина снега изменяются из года в год. Таким же образом меняются плотность снега и снегозапас. Толщина снежного покрова меняется с высотой крайне неравномерно, что вероятно, обусловлено особенностями рельефа (табл. 3).

Анализ полученного материала показал крайнюю неравномерность распределения снега в

данном регионе. В высотной зоне 500–1000 м снежный покров неустойчив и отмечается не во все зимы (например, в 2006–2010 гг. снег на высотах 460–900 м отсутствовал). Толщина снега, за редким исключением, колеблется от нескольких сантиметров до 1,5 м (иногда до 5,4 м – 1988 г.). Зима на этих высотах непродолжительная (2–3 месяца). В отдельные годы (например, в 2005 г.) наблюдаются фрагментарное

Таблица 4. Среднее число дней с устойчивым снежным покровом за год [1]

Высота над ур. моря, м	Северный склон	Южный склон
600	66	81
800	70	93
1000	77	102
1200	85	109
1400	106	131
1600	140	144
1800	157	160
2000	181	230
2200	202	250

выпадение снега и быстрое его таяние. Устойчивый снежный покров образуется на высотах свыше 600 м, средняя дата его образования – 1 декабря. Продолжительность залегания снега в низкогорной зоне (500–1000 м) составляет от 70 до 80 суток, в среднегорной (1000–1500 м) – до 130 суток. Выше 2000 м устойчивый снежный покров наблюдается в течение 215 суток (табл. 4). За последние пять лет продолжительность залегания снежного покрова сильно сократилась. Уже в начале июня большая часть Лагонакского нагорья в низко- и среднегорной

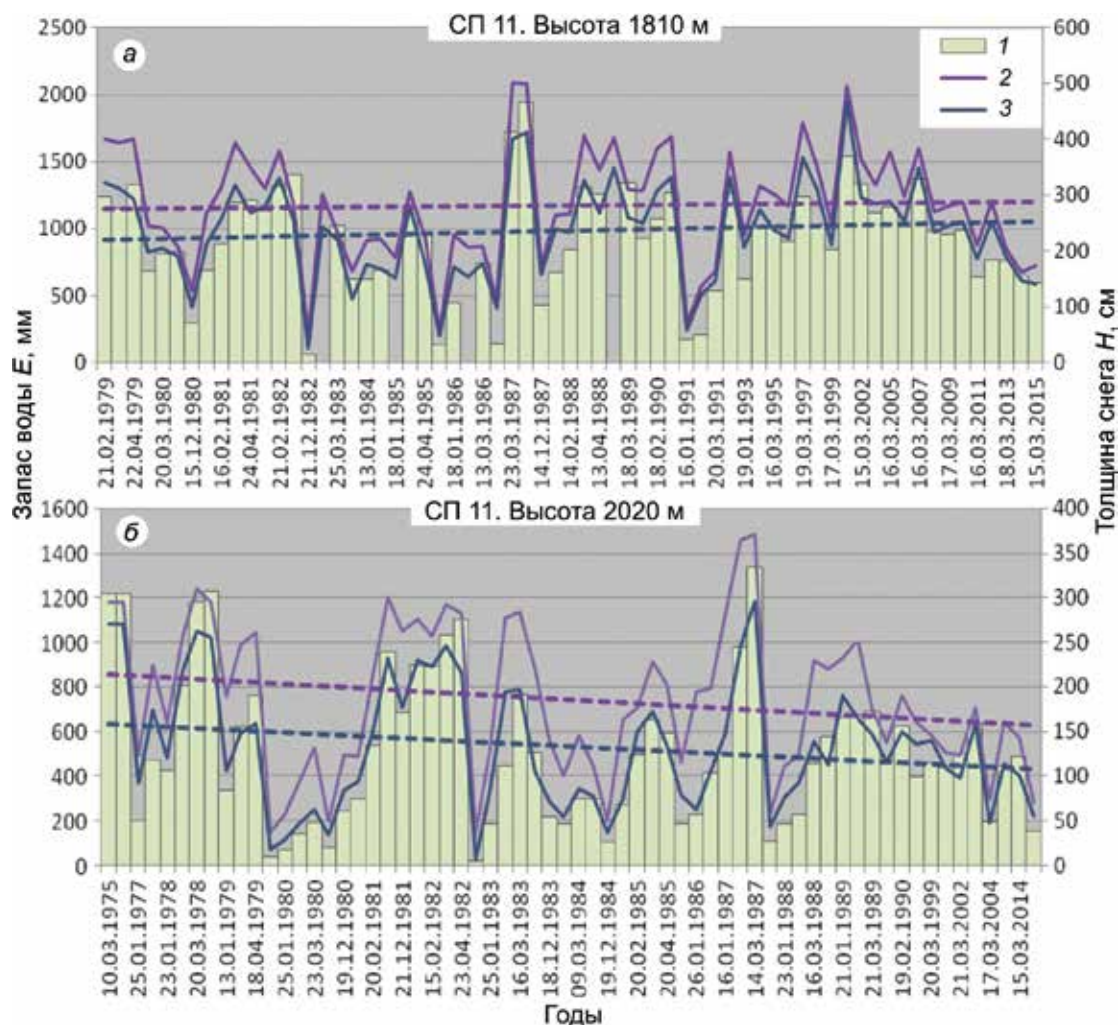


Рис. 6. Многолетний ход показателей общего снегозапаса, максимальной и средней толщины снега на пунктах № 11 снегомерных маршрутов: станция Черниговское – гора Фишт – Бабук-Аул (а) и станция Даховская – гора Оштен (бассейн р. Белая) (б) за 1975–2014 гг.:

1 – общий снегозапас E , мм; 2 – максимальная толщина снега $H_{\max}$, см; 3 – средняя толщина снега $H_{\text{ср}}$, см

Fig. 6. The long-term course of snow storage, maximum and average snow depth on the points № 11 at the snow survey routes: the Chernigov village – Fisht Mount – Babuk-Aul (a) and the village Dakhovskaya – Oshten Mount (the basin of the Belaya river) (b) for 1975–2014:

1 – snow storage E , mm; 2 – maximum snow depth $H_{\max}$, cm; 3 – average snow depth $H_{\text{ср}}$, cm

зонах (500–1800 м) освобождается от снежного покрова, а число сезонных перелетывающих снежников резко уменьшается.

Материалы снегомерной съёмки показали, что толщина снега и снегозапас неодинаковы в разные годы. Самыми снежными были зимы 1975/76, 1978/79, 1986/87, 1989/90 гг., малоснежными – 1976/77, 1979/80, 1983/84, 1990/91 гг. (рис. 6). Вместе с тем снегонакопление на Лагонакском нагорье в значительной мере зависит от морфологических особенностей рельефа. На максимальные снегозапасы влияют плосковершинные формы Лагонакского нагорья с глубокими линейными впадинами, представленными эрозионными врезами, крутостенными речными долинами, многочисленными карстовыми воронками и полями. При метелях снег сдувается с плоских поверхностей и аккумулируется в отрицательных микроформах рельефа, что способствует формированию снежников различных генетических типов. Наибольшей средней толщиной снежного покрова характеризуются участки наветренных склонов (цирки, кары). Для истоков р. Белая характерна зона повышенного снегонакопления. Она располагается на абсолютных высотах 1600–2000 м и имеет ширину 0,5–2,0 км. Основная причина повышенного снегонакопления – «занос» твёрдых осадков с южной стороны Главного хребта в период вторжений южных циклонов, а также в результате метелевого переноса снега. Например, в районе Белореченского перевала эта зона чётко прослеживается на северном склоне Главного хребта на расстоянии 1–2 км от седловины перевала. При этом с седловины перевала снег почти полностью сметён, в то время как на расстоянии 1–1,5 км его толщина достигает 418 см. Далее на север она довольно значительно уменьшается и на расстоянии 3–3,5 км равна 291 см.

Снежный покров разрушается в разное время в зависимости от высоты над уровнем моря. К концу марта, а иногда к началу апреля (в зависимости от суммы положительных температур) снежный покров начинает разрушаться на высотах ниже 1500 м, а на высотах 500–1000 м он сходит полностью. На высотах 2000 м и выше снег устойчиво лежит до середины июня, а отдельные снежники при благоприятных условиях могут сохраняться все лето.

Метель в здешних горах нередко возникает неожиданно и может создать угрозу туристским группам, проходящим Лагонакское нагорье зимой. Средняя продолжительность метели колеблется от 5 до 10 часов в день, но она может продолжаться более 10 часов подряд, а в отдельные годы и дольше [4]. Так, в марте 1983 г. одному из авторов этой статьи (Ю.В. Ефремову) на снегомерных работах пришлось пережить непрекращающуюся метель в течение недели.

Значительна роль метели и в перераспределении снега. Количество снесённого с плато снега зависит как от продолжительности метели, так и от площади горного плато. По данным Северо-Кавказского управления гидрометеослужбы, метелевый снег сносится с выровненных горизонтальных поверхностей и откладывается с подветренной стороны на крутых склонах, в карстовых воронках и эрозионных понижениях, формируя многочисленные снежники [1].

Выводы

Основные характеристики снежного покрова в рассматриваемом районе обусловлены особенностями морфологии рельефа. Толщина снега и снегозапас неодинаковы в разные годы. Зимы 1975/76, 1978/79, 1986/87 и 1989/90 гг. были экстремально снежными, в марте 1976 г. на туристском приюте Фишт (1596 м) максимальная толщина снега достигла 610 см, а на леднике Большой Фишт (2540 м) – 740 см. Зимы 1976/77, 1979/80, 1983/84, 1990/91 и 2013–2015 гг. были малоснежными, в отдельные годы максимальная толщина снега не превышала 50 см.

Снегонакопление на Лагонакском нагорье подчинено особенностям рельефа (обширные выположенные плато чередуются с глубокими речными долинами) и определяется метелевым переносом. Здесь формируются многочисленные снежники и некоторые из них перелетывают. По снегомерным данным за последние пять лет заметно уменьшилась снежность зим и количество «перелетывающих» снежников. На северном склоне хр. Мурзикао в 2013–2015 гг. за летний сезон снежники стаивали полностью, тогда как в предыдущие годы они сохранялись до следующего зимнего сезона.

Литература

1. Иванченко Т.Е., Царева Ф.П., Юрченко В.П., Панов В.Д. Климат туристских маршрутов Западного Кавказа в бассейнах рек Белая и Шахе / Отв. ред. Т.Е. Иванченко. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 321 с.
2. Ефремов Ю.В., Панов В.Д., Лурье П.М. Орография, оледенение, климат Большого Кавказа: опыт комплексной характеристики и взаимосвязей. Краснодар: Изд-во Просвещение—Юг, 2007. 337 с.
3. Ефремов Ю.В., Панов В.Д., Ильичев Ю.Г. Ледяное ожерелье Кубани. Краснодар: Изд-во «Традиция», 2012. 230 с.
4. Панов В.Д., Ефремов Ю.В. Изменение температуры воздуха и атмосферных осадков на Западном и Северо-Западном Кавказе в конце — начале XX—XXI столетий // Географические исследования Краснодарского края. Вып. 4. Краснодар: Издательско-полиграфический центр Кубанского гос. ун-та, 2009. С. 96—105.
5. Залиханов М.Ч. Снежно-лавинный режим и перспективы освоения гор Большого Кавказа. Ростов: Изд-во Ростовского гос. ун-та, 1981. 376 с.
6. Лурье П.М., Панов В.Д., Ильичев Ю.Г., Салпагаров А.Д. Снежный покров и ледники бассейна р. Кубань. Кисловодск: Северокавказское издательство МИЛ, 2006. 244 с.

References

1. Ivanchenko T.E., Tsareva F.P., Yurchenko V.P., Panov V.D. *Klimat turistikh marshrutov Zapadnogo Kavkaza v basseynakh rek Belaya i Shakhe*. Climate of tourist routes at Western Caucasus of river basins of Belaya and Shakhe / Ed. T.E. Ivanchenko. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1982: 321 p. [In Russian].
2. Efremov Yu.V., Panov V.D., Lur'e P.M. *Orografiya, oledenenie, klimat Bol'shogo Kavkaza: opyt kompleksnoy kharakteristiki i vzaimosvyazey*. Orography, glaciation, climate of Great Caucasus: example of complex characteristic and connections. Krasnodar: Publishing House Prosveshchenie-Yug, 2007: 337 p. [In Russian].
3. Efremov Yu.V., Panov V.D., Il'ichev Yu.G. *Ledyanoe ozherel'e Kubani*. Ice necklace of Kuban'. Krasnodar: IzPublishing House «Traditsiya», 2012: 230 p. [In Russian].
4. Panov V.D., Efremov Yu.V. Changes of air temperature and precipitations at Western and North-Western Caucasus over the end of 20th and beginning of 21st centuries. *Geograficheskie issledovaniya Krasnodarskogo kraya*. Issue 4. Geographical studies of Krasnodar region. V. 4. Krasnodar: Publishing House of Kubanskiy State University, 2009: 96—105. [In Russian].
5. Zalikhanov M.Ch. *Snezhno-lavinnyi rezhim i perspektivy osvoeniya gor Bol'shogo Kavkaza*. Snow-avalanche regime and perspectives of assimilation of the Great Caucasus mountains. Rostov: Rostov State University, 1981: 376 p. [In Russian].
6. Lur'e P.M., Panov V.D., Il'ichev Yu.G., Salpagarov A.D. *Snezhnyy pokrov i ledniki basseyna r. Kuban'*. Snow cover and glaciers in the Kuban' river basin. Kislovodsk: Severokavkaz Publishing House MIL, 2006: 244 p. [In Russian].

Пространственное распределение снежного покрова и поле температур в верхнем слое политермического ледника

© 2017 г. Т.В. Вшивцева*, Р.А. Чернов

Институт географии РАН, Москва, Россия

*kras_varan@mail.ru

Spatial distribution of snow cover and temperature in the upper layer of a polythermal glacier

T.V. Vshivtseva*, R.A. Chernov

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

*kras_varan@mail.ru

Received October 25, 2016

Accepted April 5, 2017

Keywords: *active layer, borehole, ice temperature, snow depth, warm (temperate) ice.*

Summary

The thermal regime of the upper layers of any glacier largely determines the thermal structure of its entire thickness. Its formation is influenced by both, external and internal factors and the most important one among them is the snow cover. Playing the role of a heat insulator in winter and preventing the ablation of ice in summer, the snow cover mainly determines the winter storage of cold in the ice, and the temperature at the bottom of the active layer. In 2011–2015, the close relationship between the thickness of snow and temperatures in the upper horizons of ice had been found in the course of researches carried out on the glacier East Grønford (Svalbard). Comparison of snow measurement survey data, obtained for different years of the period under investigation, did show that, in every year, the maximum snow accumulation took place within the left branch of the glacier, while the snow thickness within the right branch was comparable to that on the glacier tongue. Thus, observed differences in the snow accumulation cause differences in the temperature structure of the upper layers of the ice. Inter-annual variations of the snow cover thickness indicate that conditions of freezing remain stable over the greater part of the glacier. Only in the upper reaches of the glacier left branch the great snow accumulation creates conditions unfavorable for freezing. This part of the glacier is more inert to changes in climate, and due to that a wide area of warm ice still remains at the bottom of the glacier.

Citation: Vshivtseva T.V., Chernov R.A. Spatial distribution of snow cover and temperature in the upper layer of a polythermal glacier. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2017. 57 (3): 373–380. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2017-3-373-380

Поступила 25 октября 2016 г.

Принята к печати 5 апреля 2017 г.

Ключевые слова: *активный слой, скважина, температура льда, тёплый лёд, толщина снежного покрова.*

Представлены данные термометрии скважин на политермическом леднике Восточный Грэнфьорд в конце периода аккумуляции 2013/14 г. Запас холода во льду ледника тесно связан с толщиной снежного покрова. Для ледника характерна устойчивая асимметрия снегонакопления между ветвями, вызывающая неоднородности температурного поля активного слоя. Ледник термически неоднороден: правая ветвь и язык ледника стабильно выхолаживаются, а левая ветвь за счёт большего снегонакопления промерзает медленнее и в её основании ещё сохраняется тёплый лёд.

Введение и объект исследования

Приповерхностный слой ледника — это пограничная зона, в которой ледник активно взаимодействует с окружающим пространством. В этом слое толщиной до 15 м затухают сезонные колебания температуры и идёт трансформация тепловых потоков. Температурный режим приповерхностного слоя складывается под влиянием сочетания внешних (теплообмен между поверхностью ледника и атмосферой, процессы аккумуляции и

абляции) и внутренних (процессы льдообразования, степень проницаемости льда талыми водами, трещиноватость поверхности) факторов. Процессы теплообмена зависят также от теплофизических свойств самого льда. Действие этих факторов в разные сезоны и на разных частях ледника неодинаково. Исследования на леднике Восточный Грэнфьорд показали, что снежный покров препятствует проникновению холода с поверхности и во многом определяет запас холода во льду к началу периода таяния [1]. В летний период толщина

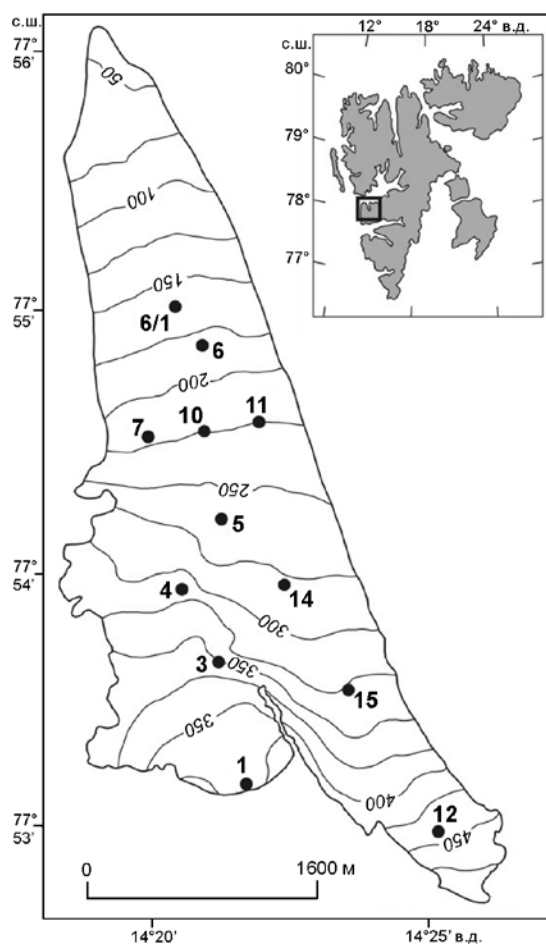


Рис. 1. Схема положения ледника Восточный Грёнфьорд.

Цифры на схеме обозначают номера скважин

Fig. 1. Scheme of East Grönfjorbreen.

The numbers in the Scheme indicate boreholes

снежного покрова влияет на величину абляции, особенно в условиях небольших положительных температур, отмечаемых в районе исследований. Имея высокую пространственную и межгодовую изменчивость, снежный покров обуславливает значительную неоднородность температурного поля верхних горизонтов льда даже в пределах небольших площадей.

Ледник Восточный Грёнфьорд расположен на архипелаге Шпицберген в западной части Земли Норденшельда (рис. 1) и представляет собой северную часть перемётного комплекса Фритьоф — Восточный Грёнфьорд. Ледник занимает площадь около 7,6 км² и находится в диапазоне высот 40–490 м [1]. В верхней части он разделён скальной перемычкой на две ветви, которые в средней части, на уровне около

320–360 м, сливаются, формируя единый язык. Левая ветвь берёт начало с ледораздельной зоны, общей с ледником Фритьофа, а правая спускается по узкому и длинному каньону. До места слияния левая ветвь располагается гипсометрически выше правой ветви на 40–50 м (см. рис. 1).

В последние десятилетия для ледника Восточный Грёнфьорд характерно значительное сокращение площади и объёма. Особенно заметные изменения наблюдаются с начала XXI в.: в отдельные годы ледник почти полностью оказывался в области абляции, что и приводило к его сокращению. Прирост массы происходил лишь за счёт небольших по площади участков, на которых сохранялся фирновый остаток и наложенный лёд. При радиолокационном зондировании ледника установлено его политермическое строение [2]. В настоящее время исследования показывают климатически обусловленное уменьшение толщины холодного и тёплого льда, что наблюдается и на некоторых других ледниках Шпицбергена [3, 4]. Тёплое ядро, лежащее в основании ледника, всё в большей степени концентрируется в верховьях левой ветви, в то время как правая ветвь состоит практически исключительно из холодного льда [5].

В 2012–2015 гг. на леднике Восточный Грёнфьорд Шпицбергенской гляциологической экспедицией Института географии РАН проводились наблюдения за температурным режимом верхней толщи льда по сети скважин (см. рис. 1), результаты которых и послужили основой данного исследования. Ранее в работе [1] была представлена количественная оценка сезонных изменений температур и изменений в теплосодержании верхнего слоя ледника Восточный Грёнфьорд. В настоящей работе анализируется влияние распределения снежного покрова на поле температур в активном слое ледника в конце периода аккумуляции.

Методика исследования

В процессе полевых исследований на леднике Восточный Грёнфьорд в апреле–мае 2011–2015 гг. проводился достаточно большой комплекс работ: неглубокое бурение и термозондирование скважин; измерение снегонакопления; определение стратиграфии и плотности снега в шурфах, а также фиксирование координат скважин и абляционных рек с помощью GPS-приёмника. *Неглубокое бу-*

рение велось по сети скважин в различных частях ледника. Всего пробурено 12 основных скважин (глубиной до 15–20 м) и несколько дополнительных, затрагивающих самые верхние горизонты льда. Место бурения маркировалось деревянной рейкой, фиксировались координаты GPS. Для бурения использовались шнековые штанги с буровой головкой Kovacs диаметром 50 мм. Температура в скважинах измерялась с помощью термодатчиков. В рабочем диапазоне температур от -15 до 0 °C погрешность измерений составляла $0,01$ °C. Измерения температуры в скважине проводились после стабилизации температурного профиля. Снегомерная съёмка на леднике велась совместно с Арктическим и Антарктическим научно-исследовательским институтом (АНИИ) и при поддержке Российского научного центра на Шпицбергене (РНЦШ). В 2011–2013 гг. измерения выполнялись с помощью зонда по сети точек. Шаг снегосъёмки составлял около 300 м. В местах положения скважин рыли снежные шурфы, в которых описывали структуру снежной толщи и определяли плотность снега. В 2014–2015 гг. измерение снегонакопления вели по профилям с применением георадара Pulse ЕККО с антеннами 500 МГц. Все измерения проводили в период максимально-

го снегонакопления и до начала таяния снежного покрова. Интерполяция данных снегомерных съёмок и представление её в виде картосхем выполнены в программных пакетах ArcGIS методом IDW (метод обратных взвешенных расстояний).

Результаты

Бурение и термозондирование скважин охватило наибольшую площадь ледника в 2014 г. (см. рис. 1). Данные по скв. № 1, 3 и 4 позволяют оценить распределение температур в пределах левой ветви ледника, по скв. № 12, 14 и 15 – в пределах правой ветви, а по скв. № 5, 6, 6/1 – в пределах языка. Скв. № 7, 10 и 11 находятся на одном высотном уровне, ниже слияния двух ветвей (потоков льда), и были заложены для рассмотрения различий в температуре льда при влиянии локальных факторов. Характеристики скважин (высота, средняя температура воздуха за холодный период, толщина снега, градиент температур и др.) приведены в таблице. Результаты термозондирования скважин показали сложную картину распределения температур льда в пространстве (рис. 2 и таблица). На поверхности льда (в основании

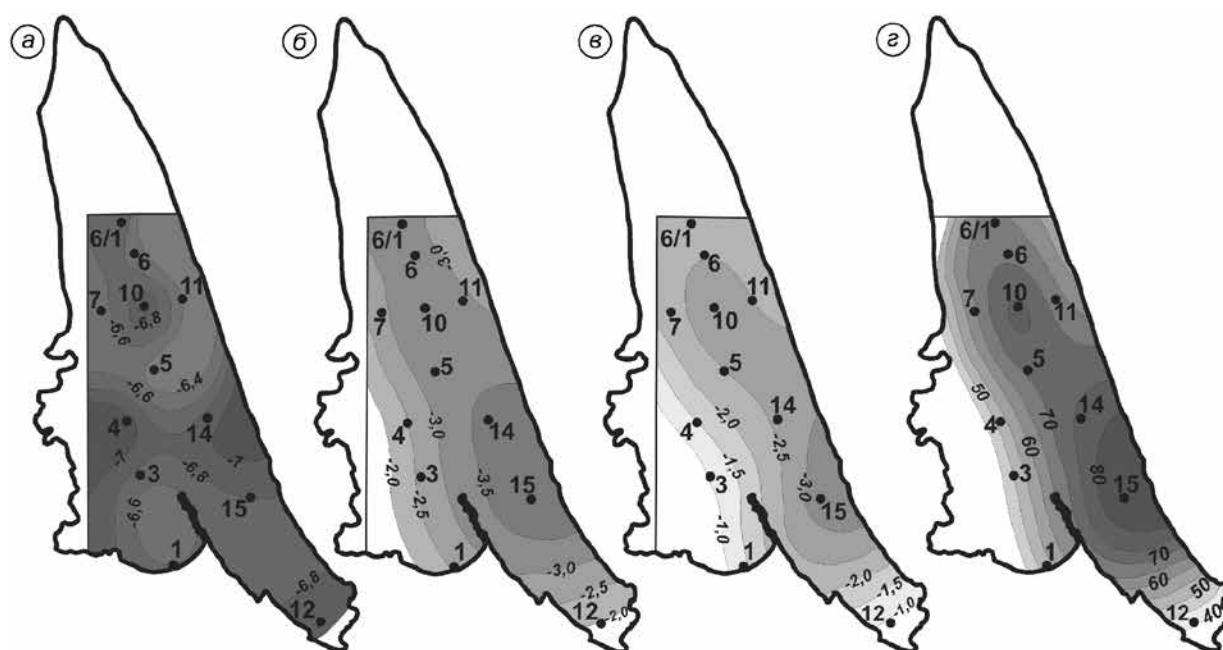


Рис. 2. Температуры (°C) на поверхности льда (а), на глубинах 5 м (б) и 10 м (в) и запас холода (МДж) в верхней 11-метровой толще льда на леднике в конце периода аккумуляции 2013/14 г. (г)

Fig. 2. Temperature (°C) of ice on the depth 0 (a), 5 (b), 10 (c) meters, and winter cold storage (MJ) in the upper 11 m of ice on the glacier in the end of 2013/14 accumulation season (d)

Характеристики скважин в весенний период 2014 г.

Номер скважины	Абсолютная высота, м	Средняя температура воздуха за холодный период (октябрь—май)*, °С	Толщина снега в конце периода аккумуляции, см	Градиент температуры, °С/м		Запас холода в верхней 11-метровой толще льда, МДж
				в верхних 5 м льда	в верхних 10 м льда	
1	422	−7,7	187	0,80	0,53	57,9
3	368	−7,4	144	0,83	0,57	56,2
4	323	−7,2	225	0,91	0,56	56,3
5	268	−6,9	150	0,60	0,38	71,5
6	192	−6,6	130	0,67	0,40	70,2
6/1	171	−6,5	120	0,73	0,44	68,2
7	225	−6,7	152	0,70	0,41	65,2
10	228	−6,7	146	0,69	0,42	75,9
11	226	−6,7	140	0,65	0,39	69,3
12	440	−7,8	184	1,05	0,64	40,3
14	280	−7,0	145	0,66	0,43	76,8
15	335	−7,2	165	0,58	0,37	83,3

*Средняя температура воздуха за холодный период (октябрь—май) вычислена на основе данных ГМС Баренцбург с учётом высотного температурного градиента, принятого равным $-0,48\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ [4].

снежной толщ) в целом наблюдается некоторое понижение температуры по мере движения вверх по леднику. Разница между данными по верхним и нижним скважинам составляет $0,2\text{--}0,3\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Другая картина наблюдается на глубинах 5 и 10 м. Выделяются две характерные особенности в распределении температур льда. Во-первых, по продольному профилю ледника, как и в 2013 г. [1], самые высокие температуры наблюдались в верховьях ледника, а самые низкие — на языке ледника. Во всех горизонтах температура льда в «тёплых» (с более высокими температурами льда) и «холодных» (с более низкими температурами льда) скважинах различалась на $1,0\text{--}1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$, а запас холода — на $15\text{--}20\text{ МДж}$. Во-вторых, что более интересно, выявлена асимметрия в распределении температур по поперечному профилю ледника: правая ветвь, находящаяся гипсометрически ниже, оказалась тем не менее холоднее левой, причём разница температур и запаса холода по скважинам была даже больше по сравнению с продольным профилем — до $2,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ и 25 МДж соответственно. Максимальные отличия между ветвями наблюдаются на высоте около $250\text{--}350\text{ м}$, выше различия постепенно сглаживаются.

Отдельно выделим скв. № 12, для которой характерны самые высокие температуры во льду и наименьший запас холода. Она расположена в верховьях правой ветви ледника, однако данные по ней не вписываются в общую картину распределения температур. Обусловлено это тем, что

скважина расположена в пределах зоны сохранения фирнового остатка незначительной толщины, препятствующего зимнему охлаждению за счёт низкого коэффициента теплопроводности и тепловыделения при замерзании капиллярной влаги. Отметим, что градиент температуры в верхних горизонтах льда также неоднороден по леднику: в его верховьях (скв. № 1, 3, 4 и 12) он до 1,3 раз больше, чем на языке (скв. № 6, 6/1). Однако в пределах средней части правой ветви градиент температур во льду с высотой даже несколько уменьшается (скв. № 14, 15). Все эти пространственные различия, очевидно, связаны с воздействием внешних факторов. Поскольку ледник Восточный Грэнфьорд расположен в пределах относительно небольшого перепада высот (около 400 м), влияние высотного градиента температуры воздуха слабо сказывается на различиях в температурах льда в холодный период и практически полностью перекрывается теплоизолирующим эффектом снежного покрова. Из таблицы следует, что уменьшение запаса холода во льду согласуется с увеличением толщины снега.

Рассмотрим подробнее распределение снежного покрова на леднике в конце холодного периода 2013/14 г. (рис. 3, з). Высотный градиент твёрдых осадков обуславливает постепенное увеличение толщины снежного покрова вверх по леднику от 70 до $220\text{--}230\text{ см}$. Средняя плотность снега в шурфах по результатам полевых измерений изменяется в пределах ледника незначитель-

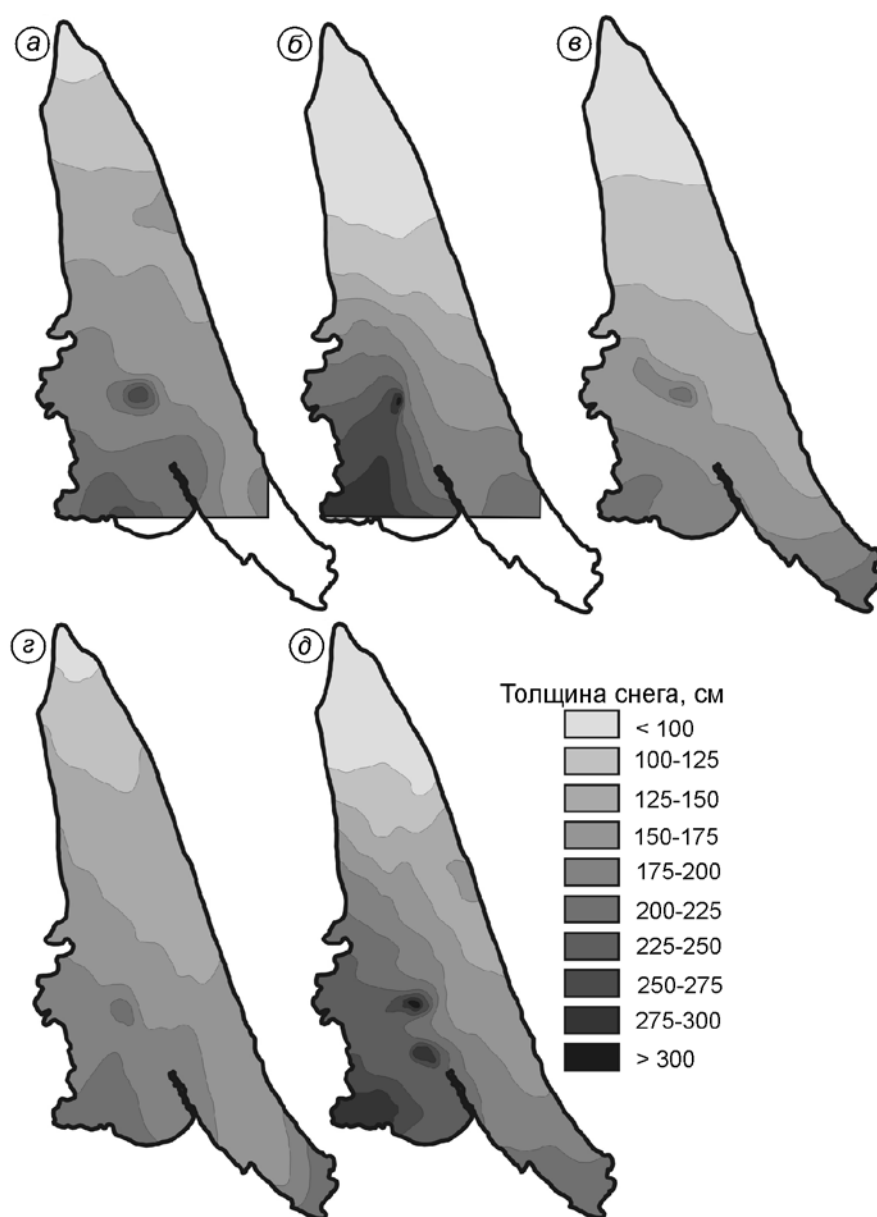


Рис. 3. Толщина снежного покрова на леднике в конце холодного периода:

a – 2010/11; *б* – 2011/12; *в* – 2012/13; *г* – 2013/14; *д* – 2014/15 гг.

Fig. 3. Snow cdepth on glacier in the end of winter:

a – 2010/11; *б* – 2011/12; *в* – 2012/13; *г* – 2013/14; *д* – 2014/15

но (от 360 до 390 кг/м³). Это – довольно высокое значение, которое связано с ветровым уплотнением и частыми оттепелями, характерными для этой части Шпицбергена. Картину высотного распределения снежного покрова нарушает различие в толщине снега на правой и левой ветвях ледника. Как видно из рис. 3, *г*, на одном и том же гипсометрическом уровне разница в толщине снега между ветвями в отдельных точках достигает 60–70 см, что обуславливает разницу в термическом сопротивлении снега при средней плотности около 370 кг/м³ в 1,2–1,4 м²·К/Вт. В целом, для левой ветви характерно большее снегонакопление, чем для правой. Асимметрия в снегозапасе

объясняется метелевым переносом и перераспределением снега. Верхняя часть левой ветви открыта для южных и юго-западных ветров, преобладающих в этом регионе [6] и концентрирующихся в долине ледникового массива Фриттьоф – Восточный Грэнфьорд. По мере движения к языку контраст между ветвями уменьшается и в основании ледника постепенно нивелируется. Сравнение данных снегомерных съёмок, выполненных в 2011–2015 гг., показало, что тенденция в асимметричном распределении снега на леднике Восточный Грэнфьорд сохраняется из года в год (см. рис. 3). Изменяется лишь толщина снега в зависимости от снежности зимы.

Обсуждение

Проанализировав данные термозондирования скважин, мы получили картину пространственного распределения температур приповерхностного слоя льда на леднике Восточный Грёнфьорд. Самые тёплые скважины характерны для верхней части ледника, а более холодные — для языка. По мере приближения к языку увеличивается и запас холода. Закономерные изменения температуры льда согласуются с высотным приростом снегозапаса на леднике. В пределах левой ветви коэффициент корреляции R^2 между толщиной снега и запасом холода в верхней 11-метровой толще составляет 0,78, а между толщиной снега и температурами льда на глубине 5 и 10 м — около 0,73. Однако мы обнаружили пространственные различия в температурном строении верхних горизонтов льда левой и правой ветвей ледника. Левая ветвь ледника, хотя и расположена гипсометрически выше, оказалась на 1,5–2 °C теплее правой.

Толщина снега на леднике увеличивается по мере роста высоты поверхности, а также при движении от правой ветви к левой. Уже отмечалось, что подобная неоднородность в распределении снежного покрова сохраняется из года в год (см. рис. 3). На основании данных снегомерных съёмок определена средняя толщина снега на леднике в 2011–2015 гг. (рис. 4, а). Для исследуемого периода рассчитано также среднеквадратичное отклонение этой величины (см. рис. 4, б). Эти данные иллюстрируют не только пространственную, но и временную изменчивость поля снегонакопления на леднике.

С высотой толщина снега на Восточном Грёнфьорде увеличивается на 40–45 см/100 м. Высотный градиент величины снегозапаса неоднороден в пределах ледника. В правой ветви толщина снега увеличивается постепенно примерно на 35–40 см/100 м высоты. Для левой ветви характерен более значительный высотный градиент снегозапаса — до 47 см/100 м высоты. Со сравнительно выположенной седловины снег сдувается вниз по склону и накапливается в нижней части относительно крутого (до 15°) склона вблизи области слияния ветвей. Для этой области, площадью около 0,1 км² (здесь расположена скв. № 4), характерна аномально большая толщина снега (в 2012 г. она составляла 320 см, см. рис. 3, б). Сезонный снег стаивает здесь только в конце авгу-

ста — начале сентября, а в отдельные годы здесь сохраняются небольшие участки фирна. На основании данных о толщине снега и расчёта среднеквадратичного отклонения величины снегозапаса на леднике можно выделить три участка.

Первый участок охватывает язык ледника, для которого характерна небольшая толщина снега (около 100–125 см), поэтому этой области свойственны низкие температуры льда в приповерхностном слое.

На *втором участке* — правая ветвь ледника — толщина снега также незначительна (до 175 см) и практически не изменяется от года к году (среднеквадратичное отклонение составляет 0–20 см). За исключением некоторых областей вблизи края ледника, где вариации в снегозапасе может вносить лавинный снег, из года в год здесь стабильно накапливается относительно мало снега. Наряду с влиянием высотного градиента температуры, на высоте около 280–350 м наблюдаются самые низкие температуры льда. Минимум температур отмечается в средней части этой ветви, несколько ниже границы питания. Лишь в самой верхней части ветви установлены относительно высокие температуры льда за счёт большего снегонакопления и сохранения фирнового остатка. Именно в этой области обнаружен тёплый лёд у основания ледника [7].

В пределах *третьего участка* — левая ветвь ледника — наблюдаются самые высокие температуры льда и наибольшая межгодовая изменчивость снегозапасов. Толщина снега здесь больше, чем в любой другой области ледника, и зависит от ветрового переноса. Левая ветвь находится в более выгодном положении по отношению к преобладающим южному и юго-западному переносу воздушных масс в зимнее время. Даже без учёта метелевого снега, в пределах левой ветви, вероятно, выпадает большее количество осадков, чем в пределах правой, более восточной ветви, отделённой скальной перемычкой. Большое количество снега препятствует охлаждению льда. При среднем значении 175–250 см среднеквадратичное отклонение толщины снега здесь достигает 50–60 см. Для ледника характерны малые скорости движения льда, поэтому влияние этого фактора на термическое состояние ледника незначительно. В процессе исследований установлено, что скорость движения льда на поверхности составляет менее 10 м/год. Это показывает, что годовые вариации толщины снега влияют на терми-

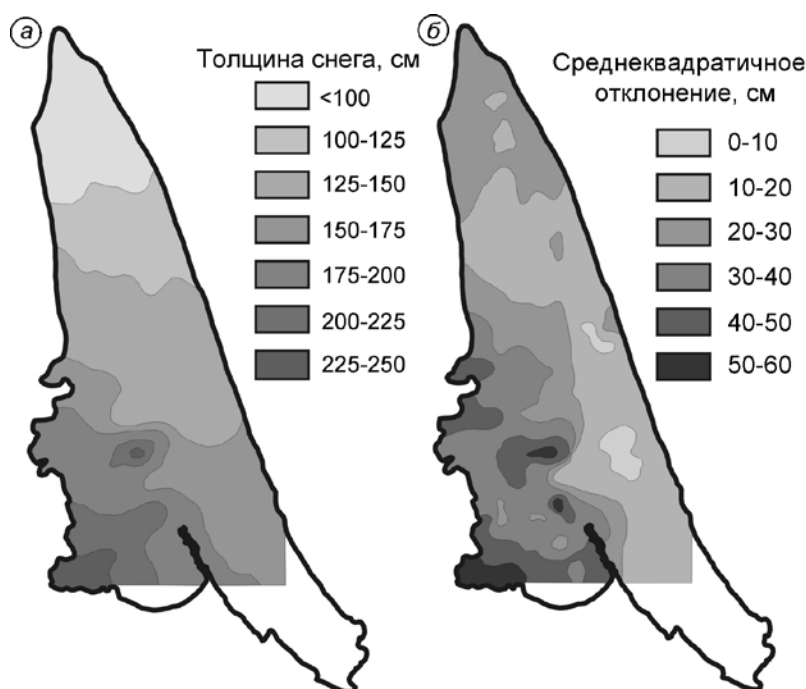


Рис. 4. Среднее значение (а) и среднеквадратичное отклонение (б) толщины снежного покрова на леднике в 2011–2015 гг.

Fig. 4. Mean (а) and standard deviation (б) of snow depth on the glacier in 2011–2015

ческий режим активного слоя в большей степени путём наложения сезонных волн друг на друга.

Материалы снегомерных съёмок однозначно показывают, что для ледника Восточный Грөнфьорд характерно устойчивое пространственное распределение снежного покрова, обусловленное его положением по отношению к влагонесущим потокам. Это позволяет предположить, что из года в год сохраняются и общие черты распределения температур в приповерхностном слое. В настоящее время ледник Восточный Грөнфьорд становится термически всё более неоднородным, что находит отражение в его строении. В последние десятилетия в связи с климатическими изменениями тёплое ядро ледника сокращается значительными темпами [5]. Глубина поверхности раздела холодного и тёплого льда варьирует от 20 м в верховьях левой ветви до 75 и 130 м в пределах правой ветви и языка соответственно [7]. В значительной степени скорость промерзания льда определяется именно условиями вблизи поверхности ледника. Так, в качестве входных параметров модели расчёта холодного слоя ледника [7] используются температура воздуха, продолжительность периода абляции и толщина снежного покрова. На леднике Восточный Грөнфьорд правая ветвь стабильно выхолаживается за счёт небольшого снегонакопления, которое, с одной стороны, обеспечивает низкие температуры льда вблизи основания ак-

тивного слоя, а с другой — увеличивает абляцию. В пределах же левой ветви создаются более благоприятные условия для сохранения тёплого льда за счёт разницы в толщине снега по сравнению с правой ветвью в среднем на 30–50 см. Помимо препятствования проникновению зимнего холода, большая толщина снега здесь сокращает период и общую величину абляции, тем самым стабилизируя толщину холодного слоя.

Заключение

Рассмотрено строение температурного поля приповерхностного слоя льда ледника Восточный Грөнфьорд в конце периода аккумуляции. Установлено, что ведущим фактором, определяющим температуру во льду, служит снежный покров. Увеличение толщины снежного покрова способствует повышению температуры льда и уменьшению запаса холода. Анализ снегомерных съёмок, выполненных в 2011–2015 гг., показал асимметрию в распределении снега на леднике, сохраняющуюся из года в год. Для левой ветви характерен более высокий снегозапас за счёт влияния метелевого переноса снега со стороны ледораздела с ледником Фриттьофа. В пределах правой ветви толщина снега немного превышает толщину на языке ледника. Тесная связь между снегонакоплением и

формированием температур в активном слое ледника в холодный период позволяет предположить, что на современном этапе развития обе ветви ледника имеют разный термический режим. Если правая ветвь ледника стабильно выхолаживается, то для левой характерно большее снегонакопление, поэтому в основании ледника ещё сохраняется широкая область тёплого льда. Эта ветвь ледника значительно более инертна к климатическим изменениям по сравнению с ледником в целом.

Благодарности. Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 14-05-00022а и программы ФНИ государственных академий наук на 2013–2020 гг. № 01201352474. Авторы благодарят за помощь в проведении полевых работ участников Шпицбергенской гляциологической экспедиции

И.И. Лаврентьева, В.А. Шишкова, А.В. Кудикова, Г.А. Носенко, С.С. Кутузова, М.Ю. Александрина, С.С. Мацковского, а также сотрудников ААНИИ и Российского научного центра на Шпицбергене.

Acknowledgments. The article was supported by the Russian Foundation for Basic Research (RFBR) grant 14-05-00022a and the program of basic research of the state academies of sciences for 2013–2020 years № 0120135474. We are grateful to participants of the Spitsbergen glaciological expedition: I.I. Lavrentiev, V.A. Shishkov, A.V. Kudikov, G.A. Nosenko, S.S. Kutuzov, M.Y. Alexandrin, V.V. Mastkovskiy and scientific staff the AARI and Russian scientific center on Svalbard for the help in carrying out field measurements.

Литература

1. Чернов Р.А., Васильева Т.В., Кудиков А.В. Температурный режим приповерхностного слоя ледника Восточный Грөнфьорд (Западный Шпицберген) // Лёд и Снег. 2015. № 3 (131). С. 38–46. doi: 10.15356/2076-6734-2015-3-38-46.
2. Василенко Е.В., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И., Мачерет Ю.Я., Наварро Ф.Х. Изменения толщины и гидротермической структуры ледника Фриттьофс 1977 по 2005 г. // МГИ. 2006. Вып. 101. С. 157–162.
3. Gusmeroli A., Jansson P., Pettersson R., Murray T. Twenty years of cold surface layer thinning at Storglaciären, sub-Arctic Sweden, 1989–2009 // Journ. of Glaciology. 2012. V. 58. № 207. P. 1–8.
4. Willis I.C., Rippin D.M., Kohler J. Thermal regime changes of the polythermal Loveenbreen, Svalbard. The dynamics and mass budget of Arctic glaciers // Extended Abstracts. Workshop and GLACIODYN (IPY) meeting. 15–18 January 2007, Pontresina, Switzerland. 2007. P. 130–133.
5. Василенко Е.В., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И., Мачерет Ю.Я. Изменение гидротермической структуры ледников Восточный Грөнфьорд и Фриттьофс на Шпицбергене // Лёд и Снег. 2014. № 1 (125). С. 5–19. doi: 10.15356/2076-6734-2014-1-5-19.
6. Гляциология Шпицбергена / Ред. Е.М. Зингер, Л.С. Троицкий, Л.Р. Серебряный, А.В. Орлов, Г.М. Немцова. М.: Наука, 1985. 200 с.
7. 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. № 2 (134). С. 149–160. doi: 10.15356/2076-6734-2016-2-149-160

References

1. Chernov R.A., Vasilieva T.V., Kudikov A.V. Temperature regime of upper layer of the glacier East Grönfjorden (West Svalbard). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2015, 3 (131): 38–46. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2015-3-38-46.
2. Vasilenko E.V., Glazovsky A.F., Lavrentiev I.I., Macheret Yu. Ya., Navarro F.J. Changes of depth and hydrothermal structure of Fridtjovbreen Glacier in 1977–2005. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy. Data of Glaciological Studies*. 2006, 101: 157–162. [In Russian].
3. Gusmeroli A., Jansson P., Pettersson R., Murray T. Twenty years of cold surface layer thinning at Storglaciären, sub-Arctic Sweden, 1989–2009. *Journ. of Glaciology*. 2012, 58 (207): 1–8.
4. Willis I.C., Rippin D.M., Kohler J. Thermal regime changes of the polythermal Loveenbreen, Svalbard. The dynamics and mass budget of Arctic glaciers. Extended Abstracts. Workshop and GLACIODYN (IPY) meeting. 15–18 January 2007, Pontresina, Switzerland. 2007: 130–133.
5. Vasilenko E.V., Glazovsky A.F., Lavrentiev I.I., Macheret Yu. Ya. Changes of hydrothermal structure of Austre Grönfjorden and Fridtjovbreen Glaciers in Svalbard. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2014, 1 (125): 5–19. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2014-1-5-19.
6. Zinger E.M., Troitskiy L.S., Serebryaniy L.R., Orlov A.V., Nemtsova G.M. (Eds.). *Glyatsiologiya Shpitsbergena. Glaciology of Spitsbergen*. Moscow: Nauka, 1985: 200 p. [In Russian].
7. Sosnovsky A.V., Macheret Yu. Ya., Glazovsky A.F., Lavrentiev I.I. Hydrothermal structure of a polythermal glacier in Spitsbergen by measurements and numerical modeling. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2016, 2 (134): 149–160. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2016-2-149-160.

Морские, речные и озёрные льды

УДК551.46

doi: 10.15356/2076-6734-2017-3-381-390

Влияние Атлантики на потепление и сокращение морского ледяного покрова в Арктике

© 2017 г. Г.В. Алексеев¹, С.И. Кузмина², Н.И. Глок¹, А.Е. Вязилова¹, Н. Е. Иванов¹, А.В. Смирнов¹¹Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия;²Научный центр им. Нансена «Нансен-Центр», Санкт-Петербург, Россия

alexgv@aari.ru

Influence of Atlantic on the warming and reduction of sea ice in the Arctic

G.V. Alekseev¹, S.I. Kuzmina², N.I. Glok¹, A.E. Vyazilova¹, N.E. Ivanov¹, A.V. Smirnov¹¹Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia, ²Nansen Centre, St. Petersburg, St. Petersburg, Russia

alexgv@aari.ru

Received February 16, 2017

Accepted April 27, 2017

Keywords: *Arctic, Atlantic, sea ice, SST anomalies.*

Summary

Influence of anomalies of the sea surface temperature (SST) in low latitudes of the North Atlantic on the sea ice cover and the near-surface air temperature in the marine Arctic is discussed in the article. Data on the SST in the Atlantic Ocean from the HadISST dataset, climatic series of the water temperature at the section along the Kola meridian together with mean monthly data on the sea ice extent and the air surface temperature in the Maritime Arctic and the Northern hemisphere were analyzed. Multivariate cross-correlation analysis was applied to determine the maximum correlation coefficients between the SST anomalies, climate characteristics and their corresponding delays within time limits of 33 to 38 months. Existence of intimate link had been found between changes of the Atlantic SST in low latitudes and the sea ice extent in the Arctic with correlation coefficients up to 0.90 and delays up to 3 years. A mechanism of formation of the remote influence of low-latitude SST anomalies on the sea ice anomalies in the Arctic Ocean is proposed. The interpretation of this mechanism includes into consideration the interaction between atmospheric and oceanic circulation modes.

Citation: Alekseev G.V., Kuzmina S.I., Glok N.I., Vyazilova A.E., Ivanov N.E., Smirnov A.V. Influence of Atlantic on the warming and reduction of sea ice in the Arctic. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2017. 57 (3): 381–390. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2017-3-381-390

Поступила 16 февраля 2017 г.

Принята к печати 27 апреля 2017 г.

Ключевые слова: *аномалии температуры поверхности океана, Арктика, Атлантика, морской лёд.*

Установлена связь между аномалиями температуры поверхности океана в приэкваториальной области Северной Атлантики и аномалиями приповерхностной температуры воздуха и площадью морского льда в Северном Ледовитом океане в разные месяцы. Механизм формирования удалённого влияния аномалий температуры поверхности океана на аномалии в Северном Ледовитом океане связан с системой взаимодействий между циркуляцией атмосферы и океана, переносящих тепло в высокие широты.

Введение

Проблемы изменений климата Арктики, причин и механизмов его усиления, взаимодействия с другими частями глобальной климатической системы, предсказуемости изменений и их последствий постоянно привлекают внимание научного сообщества, вовлечённого в исследования проблем глобальных и региональных климатических изменений. Работы, начатые в 1930-е годы, показали важную роль атмосферной циркуляции в разви-

тии потепления Арктики в 1930–40-е годы [1–3]. В настоящее время интерес к роли переноса тепла и влаги в атмосфере возрос в связи с проблемой глобального потепления и его усиления в Арктике (арктическое усиление). Расчёты меридиональных атмосферных переносов тепла и влаги на различных изобарических поверхностях по данным реанализа ERA-Interim, приведённые в работе [4], показали, что основной приток явного и скрытого тепла в высокоширотную Арктику в зимний период поступает через атлантическую часть её южной

границы по 70° с.ш. (от 0° до 80° в.д.) в слое от поверхности до 750 гПа с максимумом на 1000 гПа. Вклад этого притока в тренд средней зимней температуры воздуха на поверхности в области 70–90° с.ш. составляет более 40% за период наибольшего роста температуры в Арктике в 1997–2014 гг.

Во многих работах, выполненных по результатам глобального моделирования климата, установлено влияние арктического усиления и связанного с ним сокращения площади морского льда на циркуляцию атмосферы [5–10] и аномалии климата [10, 11] в средних широтах. Однако в ряде недавних работ, в основу которых также положены результаты глобального моделирования климата [12–15], этого не обнаружено, а предполагается, что основная роль принадлежит аномалиям температуры воды на поверхности океана. Воздействие аномалий температуры поверхности океана и меридионального переноса тепла в океане на колебания климата Арктики исследовалось многими учёными. Отмечается связь аномалий температуры поверхности океана в низких широтах и поступления тепла с циркуляцией океана на морской лёд и в атмосферу в Арктике [16–20]. Важная климатообразующая роль температуры поверхности океана в низких широтах океана связана с тем, что здесь сосредоточена основная часть притока тепла при потеплении [21] из 93% притока, приходящегося на океан [22].

Приток воды из Атлантики в Северо-Европейский бассейн влияет на распространение морских льдов зимой и на изменение площади открытой воды и температуры воздуха в этом регионе Арктики. На остальной акватории, к которой относятся Арктический бассейн и арктические моря на амеразийском шельфе, покрытые зимой льдом, прямое воздействие притока воды из Атлантики на площадь морского ледяного покрова и температуру воздуха зимой отсутствует. Однако из Северной Атлантики сюда поступают тёплые и влажные воздушные массы, которые повышают приповерхностную температуру воздуха и замедляют нарастание льда в зимний период. Анализ материалов наблюдений подтвердил [16], что изменения притока атлантической воды определяют основную часть межгодовой изменчивости площади льда, температуры воды и температуры воздуха в Баренцевом море в холодный период года. При этом обнаружена связь аномалий температуры воды в экваториальной области Северной

Атлантики и характеристик климата Баренцева моря, реакция которых отстаёт от соответствующих аномалий на срок до нескольких лет.

В настоящей работе выполнен обзор и дополнены материалы недавних исследований роли аномалий температуры поверхности океана в низких широтах Северной Атлантики в потеплении и сокращении площади льда в морской области Арктики.

Материалы и методы исследования

Исследования океанического влияния на сокращение морского ледяного покрова и потепление в Арктике основаны на материалах реанализов и наблюдений за характеристиками океана, морского льда и атмосферы. Используются данные о температуре воды на поверхности Атлантического океана из архива HadISST [23] с пространственным разрешением $1^\circ \times 1^\circ$ за период с 1951 по 2015 г., а также ряды среднемесячной температуры воды на поверхности океана в низкоширотных областях Мирового океана с сайта <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/>. Среднемесячная приповерхностная температура воздуха в морской части Арктики определена по данным наблюдений на 41 станции [24]. Данные о среднемесячной площади морского льда в Северном Ледовитом океане подготовлены в ААНИИ В.М. Смоляницким и помещены на сайте <http://www.aari.ru/datasets> [25]. Среднемесячная площадь морского ледяного покрова в Северном полушарии взята на сайте http://nsidc.org/data/seaice_index/. Колебания поступления воды из Атлантики в Баренцево море оценивались по температуре воды в слое 50–200 м на разрезе по Кольскому меридиану по данным ПИНРО [26], размещённым на сайте <http://www.pinro.ru/n22/index/phpstructure/labs/labhidro/>.

Инструментом количественной оценки связи между аномалиями температуры поверхности океана, площадью морского льда и приповерхностной температурой воздуха послужил многомерный взаимно-корреляционный анализ использованных рядов для определения максимальных коэффициентов корреляции ρ_{mk} между аномалиями температуры поверхности океана, характеристиками климата и соответствующих им запаздываний. Расчёты коэффициентов

корреляции выполнялись при запаздываниях от нуля до пяти лет:

$$\rho_{mk} = \frac{1}{N-k} \sum_{g=1}^{N-k} (T_{mg} \times M_{g+k}),$$

где T , M – нормированные значения температуры поверхности океана и меридионального атмосферного переноса тепла (МАПТ); $g = 1, 2, \dots, N$ – годы; N – длина ряда; $m = 1, 2, \dots, 12$ – месяцы; $k = 0, 1, 2, \dots$ – запаздывание (годы).

Потепление и сокращение площади льда в морской Арктике в 2016 г.

В области морской Арктики 2016 г также оказался самым тёплым за период наблюдений с 1951 г., превзойдя на $0,7^\circ\text{C}$ самый тёплый до этого 2012 г. Средняя приповерхностная температура воздуха зимой в этой области в 2016 г. по данным 41 станции составила $-19,3^\circ\text{C}$ (рис. 1, б), что на $3,4^\circ\text{C}$ выше средней зимней температуры за 1951–2016 гг. Летом средние температуры 2016 и 2012 гг. различались всего на $0,1^\circ\text{C}$ (см. рис. 1, в), что отодвинуло 2016 г. на второе место в ряду тёплых летних сезонов. Средняя температура воздуха весной 2016 г. одинакова со средней приповерхностной температурой воздуха самой тёплой весны 2012 г. Осень 2016 г. стала самой тёплой с начала наблюдений в 1951 г. Положительные аномалии температуры воздуха зимой 2016 г. достигли наибольших значений в северной части Баренцева и Карского морей (рис. 2, а). В значительной степени это вызвано усилением меридионального атмосферного переноса тепла через приатлантическую часть от 0 до 80° в.д. на 70° с.ш. (атлантические «ворота») в высокоширотную Арктику [4]. Усиление притока (см. рис. 2, в) сопровождается положительными аномалиями приповерхностной температуры воздуха в районе Баренцева и особенно Карского морей (см. рис. 2, а), а ослабление – отрицательными аномалиями приповерхностной температуры воздуха (см. рис. 2, б).

Зимнее потепление 2016 г. повлияло на сезонное разрастание площади морского льда в Арктике, которое происходило медленнее, чем обычно с начала спутниковых наблюдений в 1978 г. В результате в марте, когда наблюдается максимум площади льдов, он оказался самым низким за период наблюдений. В дальнейшем, с началом та-

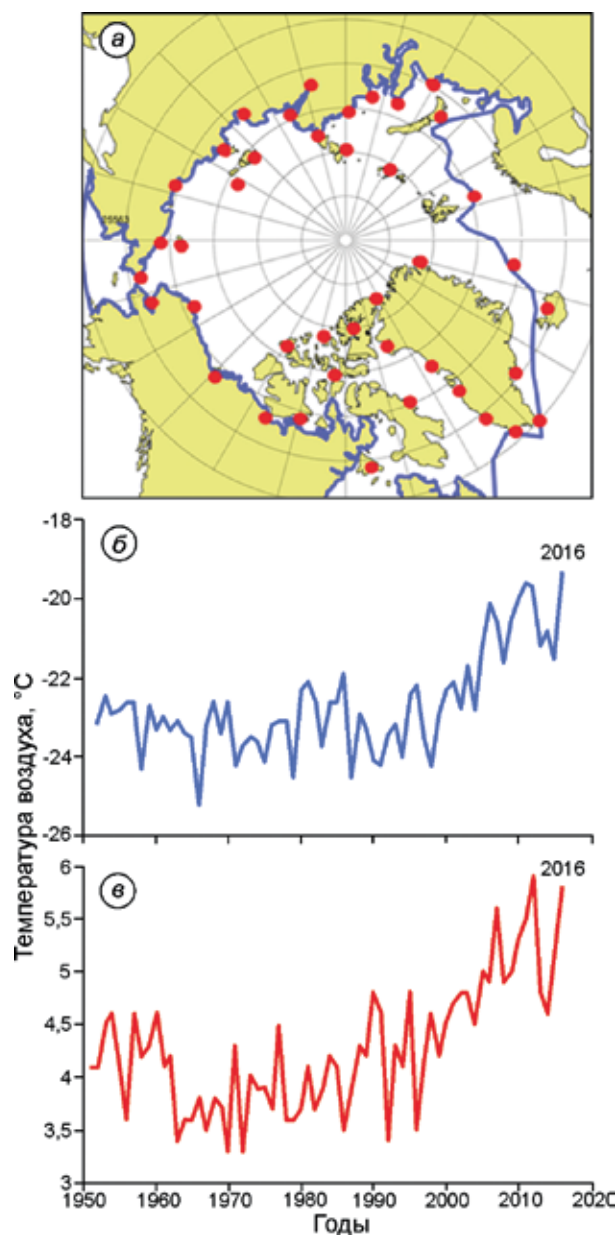


Рис. 1. Средняя за декабрь–февраль (б) и за июнь–август (в) приповерхностная температура воздуха на 41 станции в морской Арктике (а) в 1951–2016 гг. Точки на карте – положение станций

Fig. 1. The average surface air temperature for December–February (б) and June–August (в) at 41 stations in the marine Arctic (а) in 1951–2016.

Points on the map – the position of the stations

яния льдов, летнее сокращение площади также замедлилось и наступивший в сентябре минимум площади льда в Северном Ледовитом океане, по данным ААНИИ [25], достиг $4,45$ млн km^2 , что, однако, было лишь четвёртым минимальным значением площади льда в сентябре за период

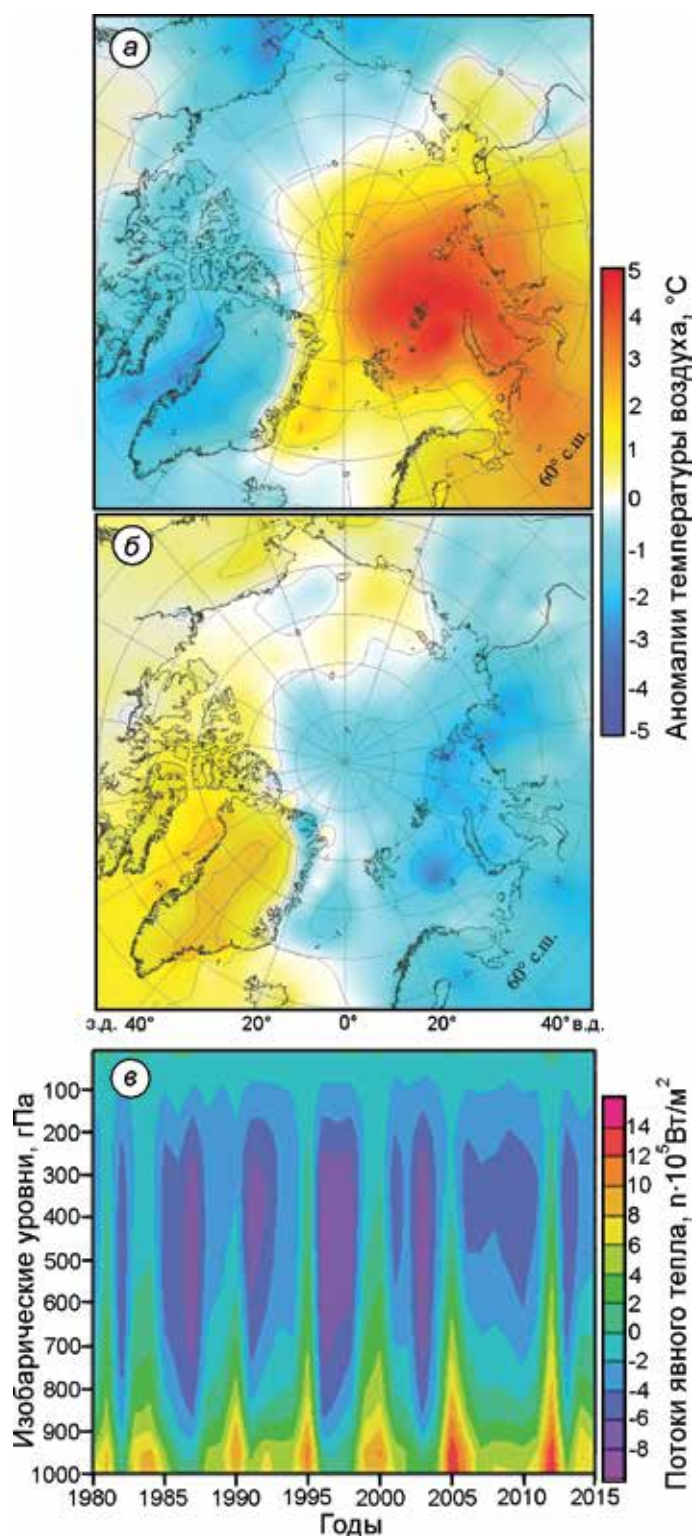


Рис. 2. Влияние аномалий меридионального атмосферного переноса тепла на приповерхностную температуру воздуха в Арктике:

a – средние аномалии зимней приповерхностной температуры воздуха в года больших значений меридионального атмосферного переноса тепла (МАПТ); *б* – то же в года с малыми значениями меридионального атмосферного переноса тепла. Аномалии приповерхностной температуры воздуха рассчитаны по данным реанализа Interim [32] относительно среднего за 1979–2015 гг.; *в* – распределение средних за зиму осреднённых на участке 0–80° в.д. МАПТ на изобарических уровнях за 1980–2015 гг. [4]

Fig. 2. Influence of meridional atmospheric heat transport anomalies on surface air temperature in the Arctic:

a – the average winter surface air temperature anomaly in the years of higher of meridional atmospheric heat transport; *б* – in the years with low of meridional atmospheric heat transport. anomalies calculated from reanalysis Interim data [32] relative to the average for 1979–2015; *в* – surface air temperature distribution of average winter of meridional atmospheric heat transport trough 0–80° E at pressure levels in 1980–2015 [4]

наблюдений. При этом площади льда в сентябре находятся в тесном соответствии с летними температурами воздуха в морской Арктике (рис. 3).

Недавно выполненные в ААНИИ исследования показали связь межгодовых изменений при-

поверхностной температуры воздуха и площади льда в Северном Ледовитом океане с аномалиями температуры воды на поверхности океана в низких широтах Северной Атлантики [16, 27]. Аномалии температуры поверхности океана в эквато-

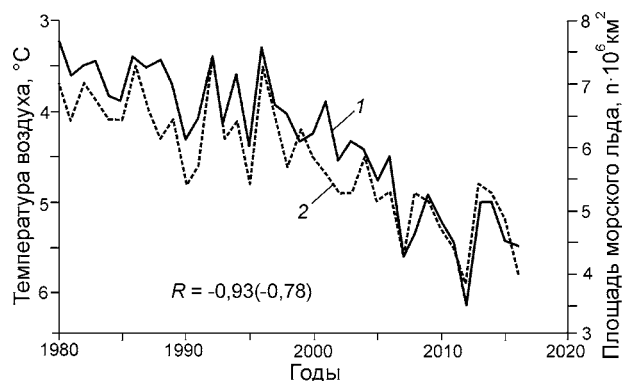


Рис. 3. Средняя площадь морского льда в сентябре в Северном Ледовитом океане (1) по данным ААНИИ [25] и летняя приповерхностная температура воздуха в морской Арктике (2) в 1980–2016 гг.

Шкала температуры перевёрнута. R – коэффициент корреляции между площадью льда и температурой воздуха. В скобках – то же для отклонений от квадратичного тренда.

Fig. 3. The average September sea ice extent (1) in the Arctic according to AARI data [25] and summer surface air temperature in the marine Arctic (2) in 1980–2016. Temperature scale is reversed. R – correlation coefficient between sea ice extent and air temperature. In brackets – for deviations from the quadratic trend

риальной области Северной Атлантики (рис. 4, а) сильнее всего влияют на площадь льда в Северном Ледовитом океане в декабре (см. рис. 4, б). Приведённые на рисунке оценки корреляции показывают, что 83% межгодовой изменчивости площади морских льдов в Северном Ледовитом океане в декабре (60% после удаления тренда) связаны с аномалиями температуры поверхности океана в низких широтах Северной Атлантики.

Обсуждение

Механизм влияния аномалий температуры поверхности океана в низких широтах Северной Атлантики на климатические аномалии в Арктике включает в себя взаимодействие циркуляции океана и атмосферы, с помощью которого климатический импульс от аномалий температуры поверхности океана воздействует на Арктику (рис. 5). Предполагается [27], что аномалии температуры поверхности океана в низких широтах океанов усиливают атмосферные циркуляционные ячейки Хедли и Ферреля, отражающие увеличение меридиональной атмосферной циркуляции, ослабляют Северо-Атлантическое колебание (САК) в атмо-

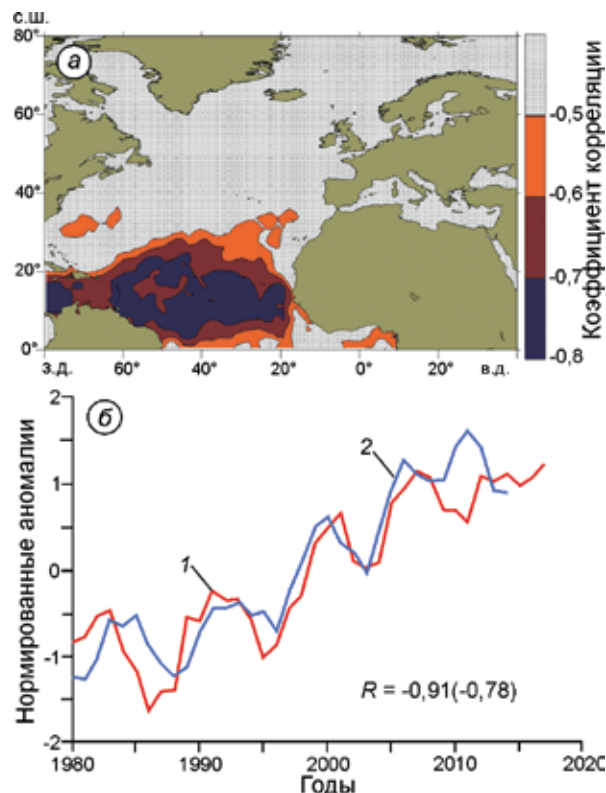


Рис. 4. Связь между аномалиями температуры поверхности океана в Северной Атлантике и площадью льда в Северном Ледовитом океане:

а – область в Северной Атлантике, октябрьские аномалии температуры поверхности океана в которой коррелированы с площадью льда в Северном Ледовитом океане в декабре спустя 38 месяцев; б – нормированные аномалии температуры воды на поверхности океана (1) и площади льда (2), сглаженные скользящим осреднением по три года. Знак аномалий площади льда изменён на обратный. Годы соответствуют аномалиям площади льда, температура воды на поверхности океана опережает их на три года. R – коэффициент корреляции между (1) и (2), в скобках – коэффициент для отклонений от тренда. Данные о температуре воды на поверхности океана взяты из HadISST [23], о площади льда в Северном Ледовитом океане – из [25]

Fig. 4. Influence of SST in the North Atlantic on sea ice extent in the Arctic:

а – area of North Atlantic with high correlations between October sea surface temperature anomalies and December Arctic sea ice extent after 38 months; б – sea surface temperature normalized anomalies (1) and sea ice extent (2), smoothed with 3 years window. Sign of sea ice extent is reversed. Years correspond to the sea ice extent anomalies, SST leads at 3 years. R – coefficient of correlation between (1) and (2), in brackets the same after trend removing. sea surface temperature data taken from HadISST [23], sea ice extent in the Arctic Ocean taken from [25]

фере, что способствует уменьшению потерь тепла океаном. Всё это вместе увеличивает океанический перенос тепла в системе Гольфстрим, Северо-Ат-

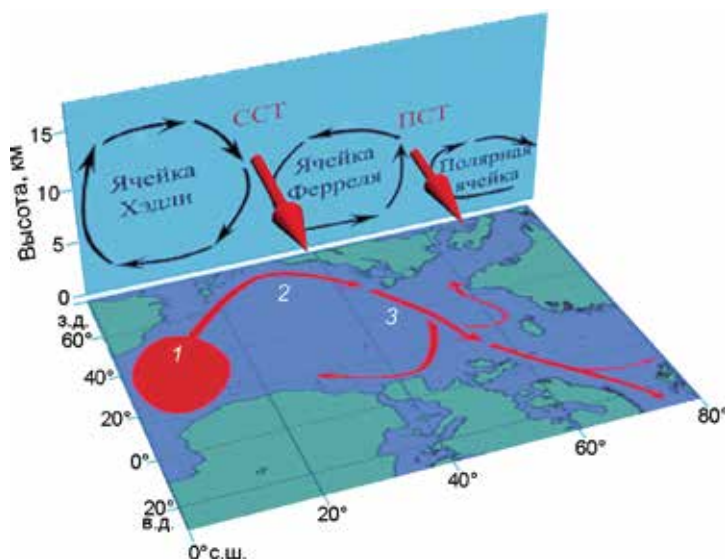


Рис. 5. Схема передачи влияния аномалий температуры поверхности океана в низких широтах Северной Атлантики в Арктику.

1 – аномалия температуры поверхности океана; 2 – Гольфстрим; 3 – Северо-Атлантическое течение и его продолжение в виде Норвежского и Западно-Шпицбергенского течений; ССТ – субтропическое струйное течение в атмосфере; ПСТ – полярное струйное течение

Fig. 5. Impact transfer scheme of SST anomalies in low latitudes in the North Atlantic to the Arctic. 1 – sea surface temperature anomaly; 2 – Gulfstream; 3 – North Atlantic, Norwegian and West Spitsbergen currents; CCT (SJ) – Subtropical jet, ПСТ (PJ) – polar jet

Коэффициенты корреляции между среднемесячными значениями температуры воды в слое 50–200 м на разрезе по Кольскому меридиану [26] и площадью льда в Северном Ледовитом океане [25] за 1979–2013 гг.

Показатели	Декабрь	Январь	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь
Исходные ряды	–0,76	–0,91	–0,89	–0,85	–0,84	–0,92	–0,79
Отклонения от тренда	–0,36	–0,80	–0,78	–0,69	–0,68	–0,83	–0,52

лантическое, Западно-Шпицбергенское и Норвежское течения. Конечное звено в схеме – усиление океанического притока тепла в Норвежское и Баренцево моря и атмосферных переносов в Арктику.

Из рис. 6 следует, что отрицательным индексам САК соответствуют положительные аномалии температуры поверхности океана в низких широтах и в области севернее 50° с.ш., а при положительных индексах аномалии температуры поверхности океана в области севернее 40° с.ш. отрицательны. Положительная аномалия температуры поверхности океана в области севернее 40° с.ш., соответствующая положительной аномалии температуры поверхности океана в тропиках Северной Атлантики и отрицательному индексу САК, через три года проявляется в Норвежском и Баренцевом морях (рис. 7). Заметим, что большое число работ посвящено исследованию связи между аномалиями температуры поверхности океана и САК (например, в монографии [28] приведён обзор, содержащий 225 источников). Основная их часть посвящена взаимодействию САК и аномалий температуры поверхности океана в Атлантике к северу от 20° с.ш. на синоптических и внутригодовых масштабах. Роль аномалий температуры поверхности океана в низких широтах Атлантического океана в измене-

ниях САК исследовалась ранее в работах [29–31], в которых также была обнаружена реакция САК на аномалии температуры поверхности океана.

Начальный импульс в системе воздействия низкоширотных аномалий температуры поверхности океана на Арктику – это их формирование, которое вызывает усиление меридиональных циркуляций и меридиональных переносов в атмосфере, а в Атлантическом океане – интенсификацию системы циркуляции и увеличение меридионального переноса тепла. В результате через 2,25 года отмечаются рост температуры воды в Норвежском и Баренцевом морях, повышение зимней температуры воздуха и сокращение площади морского льда в Арктике. Данные таблицы подтверждают высокий уровень корреляции между притоком воды из Атлантики и площадью морского льда в Арктике в период от установления до начала таяния морского ледяного покрова. Приведённые оценки показывают, что от 58 до 85% межгодовой изменчивости среднемесячной площади морских льдов в Северном Ледовитом океане (13–69% после удаления тренда) в период от установления до начала таяния льда связано с колебаниями притока воды из Атлантики. Данные о температуре воды в слое 50–200 м, в котором проходит поток атлантической

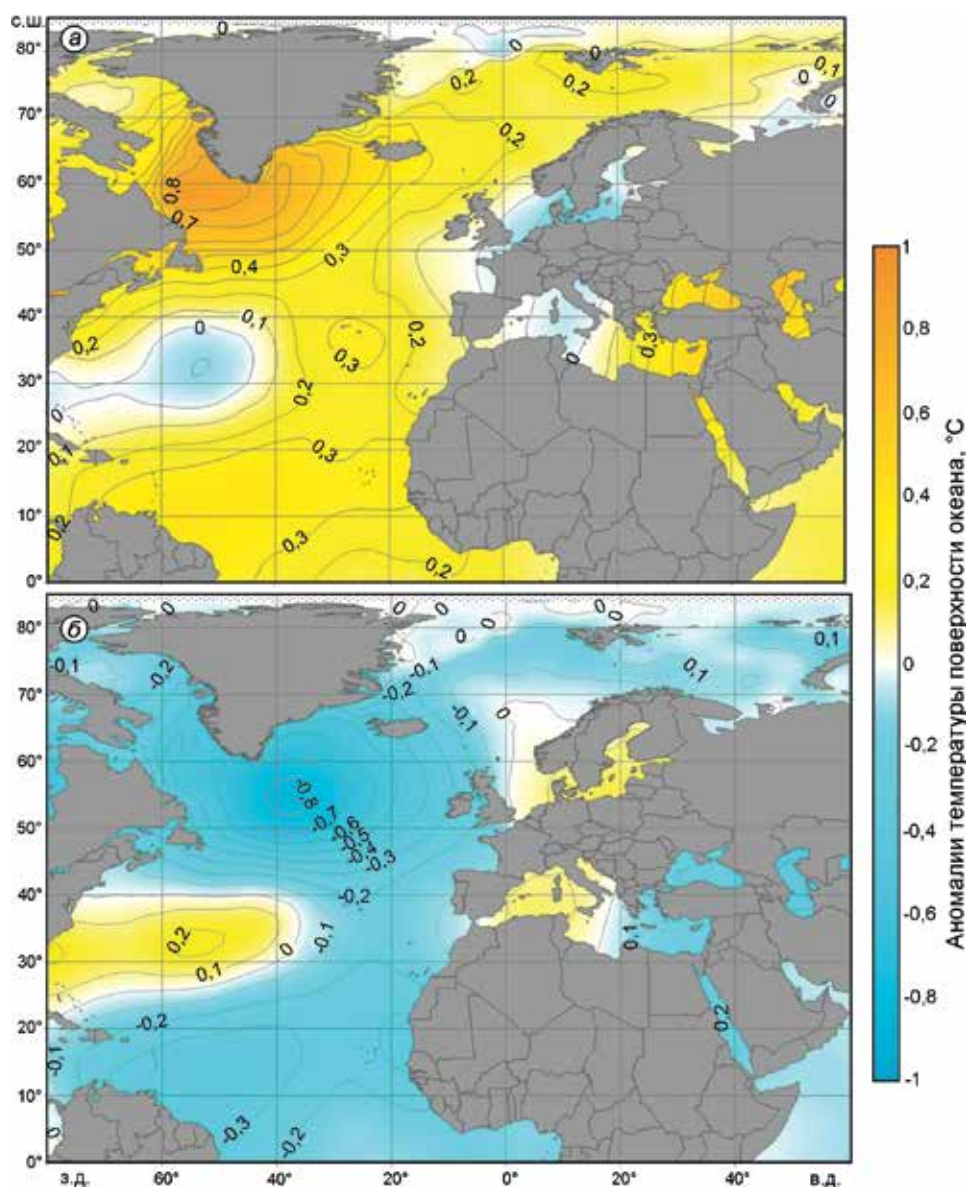


Рис. 6. Композиты среднегодовых аномалий температуры поверхности океана при аномальных ($> \sigma$) среднегодовых значениях индекса Северо-Атлантического колебания (САК) в 1950–2015 гг.:

a – при отрицательных индексах САК; *б* – при положительных индексах САК

Fig. 6. Composites of annual SST anomalies for large ($> \sigma$) annual NAO index in 1950–2015:

a – for negative NAO index; *б* – for positive NAO index

воды через разрез по Кольскому меридиану [26], относятся к репрезентативным показателям интенсивности океанического притока тепла не только в Баренцево море, но и в Северо-Европейский бассейн. Распространяясь по его акватории, тёплая и солёная вода из Атлантики ограничивает зимнее разрастание морского ледяного покрова [32].

Выводы

Установлена связь между аномалиями температуры поверхности океана в низких широтах Атлантического океана и площадью морского льда в Северном Ледовитом океане. Запаздывания ано-

малий в Северном Ледовитом океане относительно аномалий температуры поверхности океана составляют 33–38 месяцев. Эта зависимость объясняет до 83% межгодовой изменчивости площади морских льдов в Северном Ледовитом океане в декабре (60% после удаления тренда). Механизм удалённого влияния аномалий температуры поверхности океана в низких широтах Северной Атлантики на аномалии в Северном Ледовитом океане связан с системой взаимодействий между циркуляционными структурами в атмосфере и океане, переносящими тепло в высокие широты.

В атмосфере к таким структурам относятся циркуляционные ячейки Хедли и Ферреля, которые усиливаются при положительных аномалиях

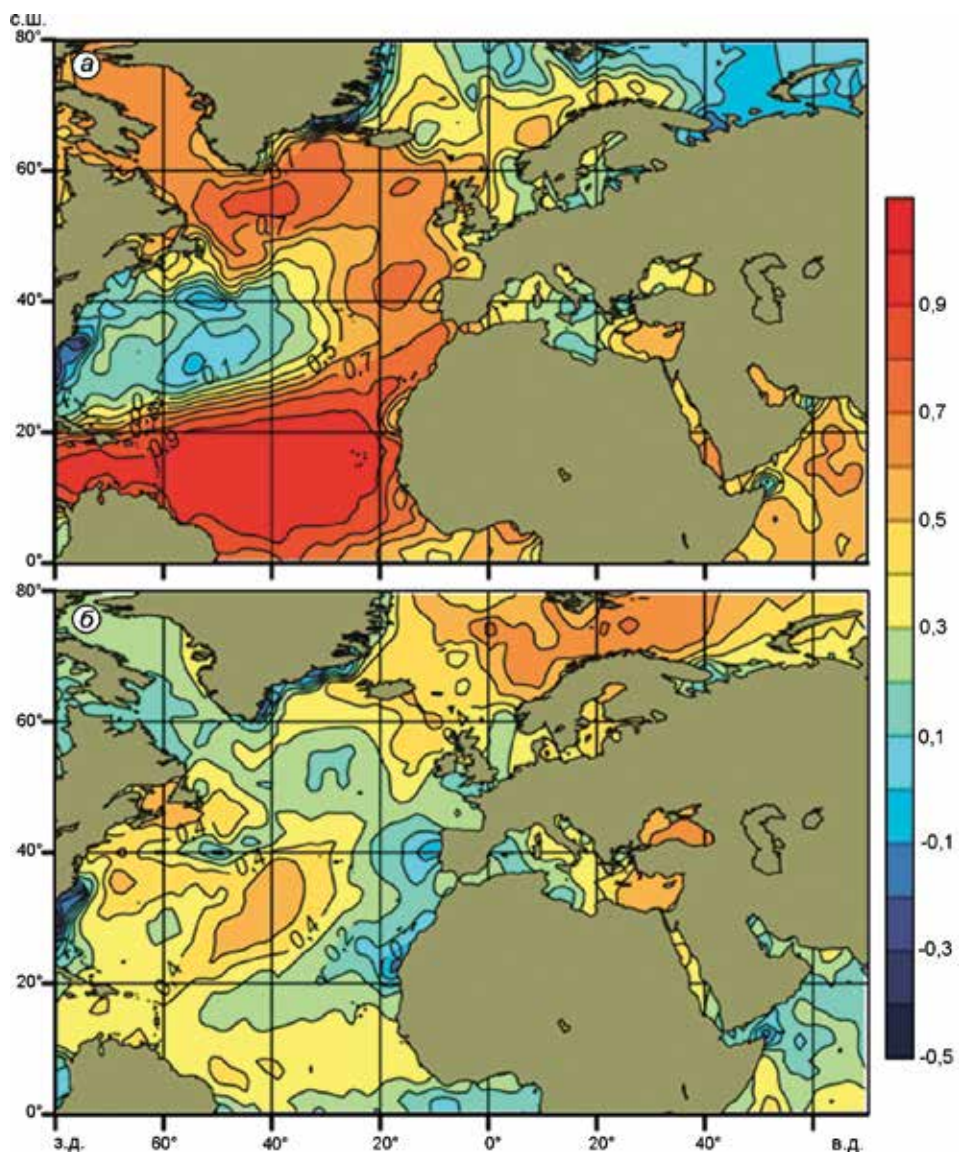


Рис. 7. Поле корреляций между аномалией среднегодовой температуры поверхности океана в тропической области Северной Атлантики и аномалиями среднегодовой температуры поверхности океана на всей акватории в 1980–2015 гг.

a — синхронная корреляция; *б* — с запаздыванием три года относительно температуры поверхности океана в тропиках

Fig. 7. Pattern of correlation between anomalies of annual sea surface temperature in low latitudes and in whole area of the North Atlantic for period 1980–2015: *a* — timed correlation; *b* — three years lag of sea surface temperature in the whole area

температуры поверхности океана, и Северо-Атлантическое колебание, отрицательно коррелированное с аномалиями температуры поверхности океана. Положительной аномалии температуры поверхности океана в низких широтах соответствует отрицательный индекс САК и положительная аномалия температуры поверхности океана в Северной Атлантике севернее 40° с.ш., которая через три года проявляется в Норвежском и Баренцевом морях. Океаническая система циркуляции, включающая Гольфстрим, Северо-Атлантическое течение и его продолжения в Северо-Европейском бассейне, определяет распространение аномалии температуры поверхности океана из низких широт Северной Атлантики в Арктику, испытывающей при этом воздействие атмосферной циркуляции.

Начальный импульс — формирование низкоширотной аномалии температуры поверхности океана, которая вызывает перестройку циркуляции в атмосфере и увеличение океанического переноса тепла, приток которого в Северо-Европейский бассейн объясняет от 58 до 85% межгодовой изменчивости среднемесячной площади морских льдов в Северном Ледовитом океане (13–69% после удаления тренда) в период от установления до начала таяния льда с декабря по июнь.

Благодарности. В статье использованы результаты работы по гранту РФФИ 15-05-03512.

Acknowledgements. Results of RFBR grant 15-05-03512 is used in this paper.

Литература

References

1. Визе В.Ю. Причины потепления Арктики // Советская Арктика. 1937. Т. 1. С. 1–7.
2. Виттельс Л.А. Циклоны северных морей и потепление Арктики // Метеорология и гидрология. 1946. № 5. С. 32–40.
3. Дзердзеевский Б.Л. К вопросу о потеплении Арктики // Изв. АН СССР. Сер. геофизическая и географическая. 1943. № 2. С. 60–69.
4. Алексеев Г.В., Кузмина С.И., Уразгильдеева А.В., Бобылев Л.П. Влияние атмосферных переносов тепла и влаги на усиление потепления в Арктике в зимний период // Фундаментальная и прикладная климатология. 2016. Т. 1. С. 43–63.
5. Семенов В.А., Мохов И.И., Латиф М. Роль границ морского льда и температуры поверхности океана в изменениях регионального климата в Евразии за последние десятилетия // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2012. Т. 48. № 4. С. 403–421.
6. Barnes E.A., Polvani L.M. CMIP5 projections of arctic amplification, of the North American/North Atlantic circulation, and of their relationship // Journ. of Climate. 2015. V. 28. № 13. P. 5254–5271.
7. Blüthgen J., Gerdes R., Werner M. Atmospheric response to the extreme Arctic sea ice conditions in 2007 // Geophys. Research Letters. 2012. V. 39. № 2. doi: 10.1029/2011GL050486.
8. Francis J.A., Vavrus S.J. Evidence linking Arctic amplification to extreme weather in the mid-latitudes // Geophys. Research Letters. 2012. V. 39. L06801. doi: 10.1029/2012GL051000.
9. Pedersen R.A., Cvijanovic I., Langen P.L., Vinther B.M. The impact of regional Arctic Sea ice loss on atmospheric circulation and the NAO // Journ. of Climate. 2016. V. 29. № 2. P. 889–902.
10. Petoukhov V., Semenov V.A. A link between reduced Barents-Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents // Journ. of Geophys. Research. Atmosphere. 2010. T. 115. № 21. D21111. doi:10.1029/2009JD013568.
11. Inoue J., Hori M.E., Takaya K. The Role of Barents Sea Ice in the Wintertime Cyclone Track and Emergence of a Warm-Arctic Cold-Siberian Anomaly // Journ. of Climate. 2012. № 25. P. 2561–2568. doi: 10.1175/JCLI-D-11-00449.1.
12. Байдин А.В., Мелешко В.П. Реакция атмосферы высоких и умеренных широт на сокращение площади морского льда и повышение температуры поверхности океанов // Метеорология и гидрология. 2014. № 6. С. 5–8.
13. Мелешко В.П., Байдин А.В. Реакция климата атмосферы на сокращение площади льда в Арктике и на другие внешние воздействия за последние десятилетия // Тр. ГГО. 2013. № 568. С. 80–113.
14. Meleshko V.P., Johannessen O.M., Baidin A.V., Pavlova T.V., Govorkova V.A. Arctic amplification: does it impact the polar jet stream // Tellus A. 2016. V. 68. 32330. <http://dx.doi.org/10.3402/tellusa.v68.32330>.
15. Perlwitz J., Hoerling M., Dole R. Arctic tropospheric warming: causes and linkages to lower latitudes // Journ. of Climate. 2015. V. 28. P. 2154–2167.
16. Vise V.Yu. The reason of the Arctic warming. *Sovetskaya Arktika*. Soviet Arctic. 1937, 1: 1–7. [In Russian].
17. Vittels L.A. Cyclones of the northern seas and the Arctic warming. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 1946, 5: 32–40. [In Russian].
18. Dzerdzeevskiy B.L. On the issue of warming in the Arctic. *Izvestiya Akademii Nauk SSSR. Ser. geofizicheskaya i geograficheskaya*. Proc. of USSR Academy of Sciences. Geophys. and Geogr. Series. 1943, 2: 60–69. [In Russian].
19. Alekseev G.V., Kuzmina S.I., Urazgildeeva A.V., Bobylev L.P. The influence of atmospheric transport of heat and moisture to enhance the warming in the Arctic in winter. *Fundamental'naya i prikladnaya klimatologiya*. Fundamental and Applied Climatology. 2016, 1: 43–63. [In Russian].
20. Semenov V.A., Mokhov I.I., Latif M. The role of the boundaries of sea ice and sea surface temperature in regional climate changes in Eurasia over the last decade. *Izvestiya Akademii Nauk. Fizika atmosfery i okeana*. Proc. of the Russian Academy of Sciences. Physics of Atmosphere and Ocean. 2012, 48 (4): 403–421. [In Russian].
21. Barnes E.A., Polvani L.M. CMIP5 projections of arctic amplification, of the North American/North Atlantic circulation, and of their relationship. *Journ. of Climate*. 2015, 28 (13): 5254–5271.
22. Blüthgen J., Gerdes R., Werner M. Atmospheric response to the extreme Arctic sea ice conditions in 2007. *Geophys. Research Letters*. 2012, 39 (2). doi: 10.1029/2011GL050486.
23. Francis J.A., Vavrus S.J. Evidence linking Arctic amplification to extreme weather in the mid-latitudes. *Geophys. Research Letters*. 2012, 39. L06801. doi:10.1029/2012GL051000.
24. Pedersen R.A., Cvijanovic I., Langen P.L., Vinther B.M. The impact of regional Arctic Sea ice loss on atmospheric circulation and the NAO. *Journ. of Climate*. 2016, 29 (2): 889–902.
25. Petoukhov V., Semenov V.A. A link between reduced Barents-Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents. *Journ. of Geophys. Research. Atmosphere*. 2010, 115 (21). D21111. doi:10.1029/2009JD013568.
26. Inoue J., Hori M.E., Takaya K. The role of Barents sea ice in the wintertime cyclone track and emergence of a warm-Arctic cold-Siberian anomaly. *Journ. of Climate*. 2012, 25: 2561–2568. doi: 10.1175/JCLI-D-11-00449.1.
27. Baidin A.V., Meleshko V.P. Response of the atmosphere at high and middle latitudes to the reduction of sea ice area and the rise of sea surface temperature. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 2014, 6: 5–8. [In Russian].
28. Meleshko V.P., Baidin A.V. Response of the atmosphere climate to reduction of Arctic sea ice and other external actions in the last decade. *Trudy GGO*. Proc. of the Main Geophys. Observatory. 2013, 568: 80–113. [In Russian].
29. Meleshko V.P., Johannessen O.M., Baidin A.V., Pavlova T.V., Govorkova V.A. Arctic amplification: does it impact the polar jet stream. *Tellus A*. 2016, 68: 32330. <http://dx.doi.org/10.3402/tellusa.v68.32330>.
30. Perlwitz J., Hoerling M., Dole R. Arctic tropospheric warming: causes and linkages to lower latitudes. *Journ. of Climate*. 2015, 28: 2154–2167.
31. Alekseev G.V., Glok N.I., Smirnov A.V., Vyazilova A.E. The influence of the North Atlantic on climate varia-

16. Алексеев Г.В., Глок Н.И., Смирнов А.В., Вязилова А.Е. Влияние Северной Атлантики на колебания климата в Баренцевом море и их предсказуемость // Метеорология и гидрология. 2016. № 8. С. 38–56.
17. Årthun M., Eldevik T. On anomalous ocean heat transport toward the Arctic and associated climate predictability // Journ. of Climate. 2016. V. 29. № 2. P. 689–704.
18. Sandø A.B., Gao Y., Langehaug H.R. Poleward ocean heat transports, sea ice processes, and Arctic sea ice variability in NorESM1-M simulations // Journ. of Geophys. Research. Ocean. 2014. V. 19. № 3. P. 2095–2108. doi: 10.1002/2013JC009435.
19. Smedsrud L.H., Esau I., Ingvaldsen R.B., Eldevik T., Haugan P.M., Li C., Lien V.S., Olsen A., Omar A.M., Risebrobakken B., Sandø A.B., Semenov V.A., Sorokina S.A. The role of the Barents Sea in the Arctic climate system // Reviews of Geophysics. 2013. V. 51. P. 415–449. doi: 10.1002/rog.20017.
20. Wang C., Lee S.K., Enfield D.B. Climate response to anomalously large and small Atlantic warm pools during the summer // Journ. of Climate. 2008. V. 21. № 2007. P. 2437–2450.
21. Palmer M.D., Haines K., Tett S.F.B., Ansell T.J. Isolating the signal of ocean global warming // Geophys. Research Letters. 2007. V. 34. № L23610. P. 1–6.
22. IPCC: Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Eds. R.K. Pachauri, L.A. Meyer. Geneva, Switzerland, 2014. 151 p.
23. Met Office Hadley Centre observations datasets. <http://www.metoffice.gov.uk/hadobs/hadisst/>
24. Алексеев Г.В., Радионов В.Ф., Александров Е.И., Иванов Н.Е., Харланенкова Н.Е. Климатические изменения в Арктике и северной полярной области // Проблемы Арктики и Антарктики. 2010. № 1 (84). С. 67–80.
25. Электронный ресурс <http://www.aari.ru/datasets>
26. Карсаков А.Л. Океанографические исследования на разрезе «Кольский меридиан» в Баренцевом море за период 1900–2008 гг. Мурманск: Изд-во ПИНРО, 2009. 139 с.
27. Алексеев Г.В., Глок Н.И. Влияние приэкваториальной Северной Атлантики на потепление и сокращение площади морского льда в Арктике // Проблемы Арктики и Антарктики. 2016. Т. 4. С. 80–87.
28. Нестеров Е.С. Североатлантическое колебание: атмосфера и океан. М.: изд. Гидрометцентра РФ, 2013. 144 с.
29. Hoerling M.P., Hurrell J.W., Xu T. Tropical origins for recent North Atlantic climate change // Science. 2001. 292. P. 90–92.
30. Robertson A.W., Mechoso C.R., Kim Y.-J. The influence of Atlantic Sea surface temperature anomalies on the North Atlantic Oscillation // Journ. of Climate. 2000. V. 13. № 1. P. 122–138.
31. Sutton R.T., Hodson D.L.R. Influence of the ocean on North Atlantic climate variability 1871–1999 // Journ. of Climate. 2003. V. 16. № 20. P. 3296–3313.
32. Захаров В.Ф. Льды Арктики и современные природные процессы. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 136 с.
- tions in the Barents Sea and their predictability. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 2016, 8: 38–56. [In Russian].
17. Årthun M., Eldevik T. On anomalous ocean heat transport toward the Arctic and associated climate predictability. *Journ. of Climate*. 2016, 29 (2): 689–704.
18. Sandø A.B., Gao Y., Langehaug H.R. Poleward ocean heat transports, sea ice processes, and Arctic sea ice variability in NorESM1-M simulations. *Journ. of Geophys. Research. Ocean*. 2014, 19 (3): 2095–2108. doi: 10.1002/2013JC009435.
19. Smedsrud L.H., Esau I., Ingvaldsen R.B., Eldevik T., Haugan P.M., Li C., Lien V.S., Olsen A., Omar A.M., Otterå O.H., Risebrobakken B., Sandø A.B., Semenov V.A., Sorokina S.A. The role of the Barents Sea in the Arctic climate system. *Reviews of Geophysics*. 2013, 51: 415–449. doi: 10.1002/rog.20017.
20. Wang C., Lee S.K., Enfield D.B. Climate response to anomalously large and small Atlantic warm pools during the summer. *Journ. of Climate*. 2008, 21 (2007): 2437–2450.
21. Palmer M.D., Haines K., Tett S.F.B., Ansell T.J. Isolating the signal of ocean global warming. *Geophys. Research Letters*. 2007, 34. L23610: 1–6.
22. IPCC: Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Eds. R.K. Pachauri, L.A. Meyer. Geneva, Switzerland, 2014. 151 p.
23. Met Office Hadley Centre observations datasets. <http://www.metoffice.gov.uk/hadobs/hadisst/>
24. Alekseev G.V., Radionov V.F., Aleksandrov E.I., Ivanov N.E., Kharlanenkova N.E. Climate change in the Arctic and the Northern polar region. *Problemy Arktiki i Antarkтики*. Arctic and Antarctic Problems. 2010, 1 (84): 67–80. [In Russian].
25. <http://www.aari.ru/datasets>
26. Karsakov A.L. *Okeanograficheskie issledovaniya na razreze «Kol'skiy meridian» v Barenzevom more za period 1900–2008 gg.* Oceanographic research on the «Kola» section in the Barents Sea for the period 1900–2008. Murmansk: PINRO. 2009: 139 p. [In Russian].
27. Alekseev G.V., Glok N.I. Influence of equatorial Northern Atlantic on warming and sea ice shrinking in the Arctic. *Problemy Arktiki i Antarkтики*. Arctic and Antarctic Problems. 2016, 4: 80–87. [In Russian].
28. Nesterov E.S. *Severoatlanticheskoe kolebanie: atmosfera i okean*. North Atlantic oscillation: atmosphere and ocean. Moscow: Hydrometeocenter Edition, 2013: 144 p. [In Russian].
29. Hoerling M.P., Hurrell J.W., Xu T. Tropical origins for recent North Atlantic climate change. *Science*. 2001, 292: 90–92.
30. Robertson A.W., Mechoso C.R., Kim Y.-J. The influence of Atlantic Sea surface temperature anomalies on the North Atlantic Oscillation. *Journ. of Climate*. 2000, 13 (1): 122–138.
31. Sutton R.T., Hodson D.L.R. Influence of the ocean on North Atlantic climate variability 1871–1999. *Journ. of Climate*. 2003, 16 (20): 3296–3313.
32. Zakharov V.F. *L'dy Arktiki i sovremennye prirodnye protsessy*. The Arctic sea ice and recent natural processes. Leningrad: Gigrometeoizdat, 1981. 136 p. [In Russian].

Палеогляциология

doi: 10.15356/2076-6734-2017-3-391-416

История Скандинавского ледникового покрова и окружающих ландшафтов в валдайскую ледниковую эпоху и начале голоцена

© 2017 г. **А.А. Величко**, М.А. Фаустова, В.В. Писарева, Н.В. КарпучинаИнститут географии РАН, Москва, Россия
mafaustova@igras.ru

History of the Scandinavian ice sheet and surrounding landscapes during Valday ice age and the Holocene

A.A. Velichko, M.A. Faustova, V.V. Pisareva, N.V. KarpukhinaInstitute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
mafaustova@igras.ru

Received February 24, 2017

Accepted May 22, 2017

Keywords: *climate warming, cold spell, deglaciation, ice sheet, paleo-environments, periglacial zone, reconstruction, the Late Glacial time, vegetation.*

Summary

The reconstruction of natural environments associated with the development and degradation of the Scandinavian Ice Sheet from the Mikulino Interglacial period to the Holocene is presented in this paper. A diagram showing the change of vegetation in the periglacial zone of the Ice Sheet during the last 130 ka had been constructed from the results of studying the key sections with glacial and interstadial deposits in North-Western areas of the East European plain. In addition, paleo-landscape maps (glacier, vegetation, periglacial basins) were composed for Fennoscandia and adjacent areas for the following time periods: the Last Glacial Maximum (time of maximum cold or a minimum of heat provision), the Late Glacial time (optimum of the Allerød interstadial, the maximal cooling and the ice advance of the Late Dryas), and the Early Holocene (the Preboreal). The maps for the Late Glacial time show the most dramatic changes of the main components of paleo-landscape associated with positions of the ice margin and the nature of the proglacial drainage. Changes in the glacial structures of the Scandinavian Ice Sheet during the growth of the warming were happening faster, mainly due to local factors (topography of the glacier bed, tectonics, and glacioisostatic and glacioeustatic movements). In the vegetation of the periglacial zone, the composition of flora throughout the late Pleistocene remained unchanged, although structures of the plant communities varied. This vegetation consisted of a mix of forest, tundra and steppe complexes adapted to the sharply continental climate conditions. Transition from the Late Dryas to the Early Holocene was found everywhere in the changes of the plant communities, that could be considered as the initial stage of formation of the present-day latitudinal zonation.

Citation: Velichko A.A., Faustova M.A., Pisareva V.V., Karpukhina N.V. History of the Scandinavian ice sheet and surrounding landscapes during Valday ice age and the Holocene. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2017. 57 (3): 391–416. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2017-3-391-416

Поступила 24 февраля 2017 г.

Принята к печати 22 мая 2017 г.

Ключевые слова: *дегляциация, ледниковый покров, палеоландшафты, позднеледниковье, потепления, похолодания, приледниковая зона, растительность, реконструкция.*

Рассматриваются вопросы изменения структуры растительных сообществ приледниковой зоны от конца микулинского (эемского) межледниковья до начала голоцена. Установлена зависимость структуры растительного покрова от темпов распространения и деградации Скандинавского ледника. По итогам изучения 118 опорных разрезов с ледниковыми и межстадиальными отложениями построена схема изменения растительности в приледниковой зоне за последние 130 тыс. лет для северо-западных районов Восточно-Европейской равнины. Наибольшее внимание уделено последнему ледниковому максимуму, аллерёду, позднему дриасу и началу голоцена (пребореалу).

Введение

Реконструкция палеоландшафтов Фенно-скандии и окружающих её территорий после окончания микулинского межледниковья — ак-

туальная задача в связи с прогнозируемыми изменениями климата в ближайшем столетии и, как следствие, преобразованиями природной среды. Подобные процессы уже активно протекают в Арктике. Особое внимание в работе уделено по-

следнему отрезку позднеплейстоценовой (валдайской, вислинской) ледниковой эпохи — позднему валдаю и, прежде всего, его завершающему интервалу — позднеледниковью, представляющему собой наиболее динамичный этап в изменении ландшафтно-климатической обстановки в период всего последнего макроцикла (межледниковье — оледенение). Во время позднеледниковья на фоне нарастающего потепления происходила быстрая перестройка структуры Скандинавского ледникового покрова, при этом ландшафты сохраняли свою гиперзональность. В смене растительных сообществ повсеместно отражён переход к пребореальному периоду, обусловленный повышением теплообеспеченности.

Важные работы, посвящённые реконструкции структуры и динамики ледникового покрова, а также растительных сообществ, выполнялись отечественными исследователями во второй половине XX в. [1–6 и др.]. С тех пор появились новые материалы, позволяющие существенно откорректировать границы основных этапов деградации Скандинавского ледникового покрова [7, 8 и др.] и структуру растительных сообществ в валдае и начале голоцена [9–11 и др.]. Авторами сделана попытка дополнить историю развития Скандинавского ледникового покрова и окружающих его ландшафтов в валдайскую ледниковую эпоху и пребореальный период голоцена на территории севера Западной Европы на основе результатов работ отечественных исследователей по северо-западным и северным районам Восточной Европы. Показаны особенности формирования ландшафтов ледниковой и приледниковой зон в пределах разных секторов ледникового покрова с учётом темпов дегляциации конкретных территорий.

Методика

В основу реконструкции палеоландшафтов Фенноскандии и прилегающих территорий в валдайскую (вислинскую) ледниковую эпоху и пребореальный период голоцена положен анализ данных геологического, палеоботанического (база данных [11]), палеофаунистического, радиометрического, палеомагнитного изучения разрезов в ледниковой и приледниковой зонах Скандинавского ледникового покрова и

шельфа, опубликованных в литературе. Большое значение в настоящей работе имеет собственный материал авторов, полученный при многолетних гляциоморфологических и стратиграфических исследованиях по определению положения границ стадий и фаз Скандинавского ледникового покрова, а также палинологическом изучении отложений ряда опорных разрезов с межледниковыми микулинскими, валдайскими и раннеголоценовыми образованиями. Собранные материалы легли в основу базы данных опорных разрезов (рис. 1, таблица) и схемы, отражающей колебания ледникового края и изменения растительного покрова за последние 130 тыс. лет (рис. 2).

Систематизация опорных разрезов показала, что не все имеющиеся данные можно использовать для реконструкций из-за разного уровня исследований, дискуссионности условий залегания, наличия перерывов в осадконакоплении, переотложения органических остатков, а иногда и субъективной трактовки полученных результатов. Предпочтение отдавалось наиболее полно охарактеризованным разрезам (см. рис. 1 и таблицу), значительная часть которых обеспечена радиометрическими датами. На палинологических диаграммах выделялись растительные зоны, характеризующие хроностратиграфические интервалы позднеледникового времени, а затем проводилась их корреляция для выявления смен типов растительных сообществ в пространстве и во времени. На основе полученного материала охарактеризованы этапы развития растительности, выделены оптимумы и пессимумы. Для оценки стратиграфического положения гляциальных флор и определения их стадийального, интерстадийального и межфазиального ранга использовались критерии, разработанные В.П. Гричуком [5]. Рассматривалось участие в ископаемых спектрах континентальных флористических элементов, устанавливалась роль лесных, тундровых и перигляциальных формаций, подбирались аналоги выявленным растительным сообществам среди современных зональных типов растительного покрова.

Наибольшее внимание уделено интервалу от максимального похолодания до пребореала. Для данного интервала в среде программы ArcGIS Desktop 10.2.2. выполнен сопряжённый пространственный анализ данных о границах

распространения ледникового покрова, уровнях приледниковых озёр и океана, а также ареалов растительных сообществ. Авторами составлены палеоландшафтные карты для Фенноскандии и соседних территорий на следующие периоды: максимум последнего оледенения, аллерёд, поздний дриас, пребореал (рис. 3, А–D). Реконструкция растительности времени максимума последнего оледенения выполнена для уровня минимальной теплообеспеченности.

Обсуждение результатов систематизации материала, собранного для построения палеоландшафтных реконструкций

Верхняя граница последнего межледниковья.

В большинстве стратиграфических схем Западной, Центральной и Восточной Европы последнее межледниковье соответствует изотопно-кислородной подстадии МИС 5е. Его продолжительность оценивается в границах этой

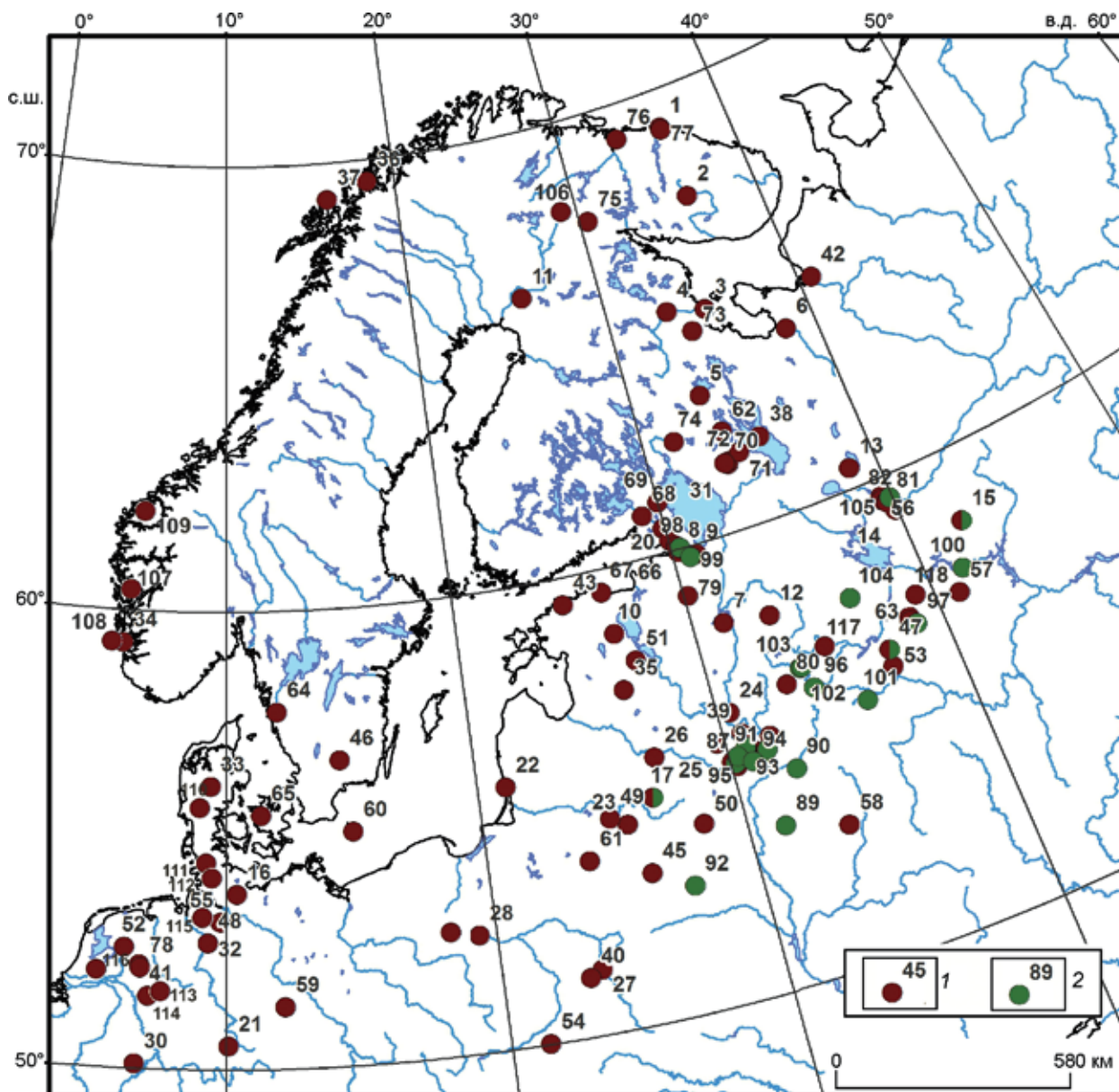


Рис. 1. Разрезы, использованные для построения карт:

1 – номер разреза в таблице; 2 – номер разреза в таблице и на рис. 2

Fig. 1. Sections used for the maps.

1 – number of the section on the Table; 2 – number of the section on the Table and Fig. 2

Список опорных разрезов

Номер	Наименование	Координаты		Временные срезы*	Источник
		с.ш.	в.д.		
1	Дальние Зеленцы	69°07'	36°03'	AL, YD	[36]
2	Чурозеро	67°26'	36°10'		[46]
3	Онежский залив, колонка № 17	64°53'	35°01'	AL, YD, PB	[34]
4	Шомбашуо	65°06'	33°05'		[46]
5	Мини-Тумба	63°06'	33°22'	YD, PB	[46]
6	Р. Икса, Иксинская депрессия	63°50'	38°28'	AL, YD, PB	[47]
7	Оз. Ильмень	58°10'	31°19'	YD, PB	[36, 48]
8	Санкт-Петербург	59°57'	30°16'	YD	[37]
9	Келколово (расчистка № 3)	59°48'	31°02'	AL, YD	[37]
10	Сойтс Ярви (Эстония)	58°33'	26°41'	AL, YD, PB	[48]
11	Апалампи	66°15'	25°55'	AL	[4]
12	Валдайское озеро	58°01'	33°15'		[48]
13	Вешозеро	60°27'	38°44'	AL, YD, PB	[47]
14	Вологда (Содима)	59°13'	39°53'	AL, YD	[36]
15	Галичское озеро	58°24'	42°17'	Рис. 2	[49]
16	Оз. Погензее	53°50'	10°23'		[41]
17	Нарочь	54°53'	26°43'	AL, YD	[48, 50]
18	Понизовье	55°17'	31°06'		[5]
19	Оз. Медведовское	60°32'	29°54'	AL, YD, PB	[44]
20	Оз. Пасторское	60°14'	30°03'		[44]
21	Болото Шварцес моор	50°31'	10°04'	AL	[41]
22	Клайпеда (колонка 1034)	55°42'	21°07'	AL, YD	[48]
23	С. Мяркис, Памяркис	54°26'	25°33'	AL	[2, 22]
24	Леоново	56°15'	30°30'	AL, YD	[2]
25	Оболь, Дымовщина, Волосово	55°40'	29°41'		[50]
26	Оз. Пикулик	51°26'	23°34'	AL, YD, PB	[45]
27	Оз. Переспильно	55°44'	27°08'		[41]
28	Оз. Гошчеас	52°35'	19°20'	AL, YD	[41]
29	Оз. Мутное	55°31'	31°47'		[50]
30	Болото Меерфельд	50°06'	6°46'	AL, YD, PB	[41]
31	Оз. Малое	61°28'	33°36'		[46]
32	Оз. Хамельзее	52°46'	9°19'		[41]
33	Беллинг	56°11'	9°22'	AL, YD	[28]
34	Сандвикватн	59°17'	5°30'	AL, YD, PB	[51]
35	Декульпите	57°19'	26°34'		[42]
36	Моланген фиорд	69°29'	18°22'	AL, YD	[52]
37	О. Андоа	69°09'	15°55'		[7]
38	Онежское озеро	61°49'	35°25'	AL, YD, PB	[36]
39	Усвяты	55°45'	30°45'	AL, YD	[2]
40	Подглембок	51°18'	23°06'	LGM	[1, 5]
41	Хенгело	52°16'	6°48'	AL	[6]
42	Северная Двина	64°41'	40°40'		[47]
43	Таллинн	59°25'	24°47'	AL, YD, PB	[36]
44	Половецко-Купанское болото	56°56'	38°40'		[4]
45	Оз. Колдычевского	53°16'	26°04'	AL, YD	[45]
46	Спиалшун	56°41'	14°36'	AL	[11]
47	Татишевское озеро	54°37'	24°56'	Рис. 2	[36]
48	Оз. Хамельзее	54°04'	28°24'	AL	[41]
49	Бабрукас	57°53'	27°20'		[4, 48]
50	Судoble	52°38'	6°12'	AL, YD, PB	[45]
51	Визусти	50°01'	21°20'	AL	[35]
52	Стапборст	52°40'	6°12'	LGM	[10]
53	Оз. Долгое	53°13'	9°47'	AL, YD	[36]
54	Подгродье	59°37'	39°32'		[10]
55	Гросс Годсхорн	57°01'	40°58'	LGM	[10]
56	Оз. Кубенское	62°12'	33°50'	AL, YD, PB	[36]
57	Иваново	56°51'	38°39'		[5]
58	Елисеевичи	53°09'	33°39'	LGM	[5]
59	Цошен	69°04'	36°04'		[41]

(Продолжение таблицы)

60	Борнхольм	67°34'	30°28'	AL, YD	[27]
61	Гожа	69°11'	33°26'		[2, 50]
62	Готнаволоок	56°30'	26°33'		[46]
63	Оз. Сомино	51°21'	12°07'	YD, PB	[4]
64	Агерелдс-Моссе	55°07'	14°57'	AL, YD, PB	[4]
65	Радс Ведби	57°47'	12°07'	AL, YD	[27]
66	Шуваловское болото	60°05'	30°16'	PB	[4]
67	Кунда	62°17'	31°31'	AL, YD	[42]
68	Р. Вуокса, пос. Перевозное	61°31'	33°39'	AL, PB	[31]
69	Оз. Глухое	64°31'	34°01'	AL, YD, PB	[31]
70	Оз. Суярламни	61°38'	34°17'	AL, YD	[38]
71	Оз. Гурвич	61°31'	33°28'	AL, YD, PB	[38]
72	Оз. Малое Безымянное	61°07'	29°59'		[38]
73	Оз. Пертозеро	56°26'	37°25'		[38]
74	Болото Скополиное	53°49'	23°51'	YD, PB	[39]
75	Окрестности г. Ковдор	60°54'	29°08'	AL, YD, PB	[36]
76	Оз. 1, нас. пункт Полярный	55°32'	11°22'		[53]
77	Оз. Ярничное	52°12'	6°50'	YD, PB	[40]
78	Уссело	56°29'	33°03'	AL, YD, PB	[26]
79	Мшинское болото	52°46'	9°19'	YD, PB	[4]
80	Старосельский мох	59°32'	39°29'		[16]
81	Ирхино	59°27'	39°39'	LGM	[2]
82	Пучка-1	55°12'	30°04'		[2]
83	Дымовщина	55°05'	30°15'	AL, YD, PB	[50]
84	Лучеса	58°57'	30°10'		[50]
85	Микулино	55°01'	31°06'	Рис. 2	[2]
86	Нижняя Боярщина	55°14'	31°31'		[2]
87	Пушкари	55°08'	30°12'		[50]
88	Слобода Каспьянская	55°23'	30°43'		[50]
89	Чериков	55°23'	30°44'		[50]
90	Верхние Немыкари	55°48'	27°30'		[50]
91	Гралево	52°26'	30°44'		[50]
92	Кулаки	54°40'	32°24'		[2]
93	Дричалуки	53°32'	31°22'		[2, 50]
94	Рубежница	55°17'	30°20'		[50]
95	Шапурово	55°05'	30°51'		[2, 50]
96	Ново-Мончалово	56°13'	34°03'		[2]
97	Разрезы басс. Верх. Волги	56°44'	38°51'		[2]
98	Гражданский проспект	60°01'	30°24'		[2]
99	Ивановское болото близ Санкт-Петербурга	57°27'	41°30'		[4]
100	Плѣс	59°31'	39°52'		[5]
101	Ручей Бодня (Московская область)	55°34'	35°54'		[2]
102	Лошаково	56°43'	33°46'		[2]
103	Манухино	56°43'	33°51'		[2]
104	Бежецк	57°47'	36°41'		[2]
105	Разрезы басс. Сухоны	59°45'	30°44'		[36]
106	Сёкли	67°48'	29°18'	Эем-LGM	[15]
107	Фьюозангер	60°20'	5°18'	Ранний валдай	[7]
108	Бё	59°14'	5°15'		[7]
109	Алесунд	62°29'	6°12'	38–35 тыс. л.н.	[1, 7]
110	Бреруп	55°29'	9°01'	Бреруп	[2, 6, 9]
111	Редерсталь	54°14'	9°12'	Бреруп-Редесталь	[2, 6, 9]
112	Оддераде	54°08'	9°11'		[2, 6, 9]
113	Денекамп	52°23'	7°00'	Хенгело-Денекамп	[2, 6, 9]
114	Хенгело	52°17'	6°52'		[2, 6, 9]
115	Оерель	53°29'	9°03'	Эем-глинде	[2, 6, 9]
116	Амерсфорт	52°10'	5°23'	Эем-бреруп	[2, 6, 9]
117	Черменино	57°32'	39°22'	Микулино – ранний валдай	[2]
118	Килешино	56°53'	33°27'	Микулино – начало среднего валдая	[2]

*LGM – последний ледниковый максимум; AL – аллерёд; YD – поздний дриас; PB – пребореал.

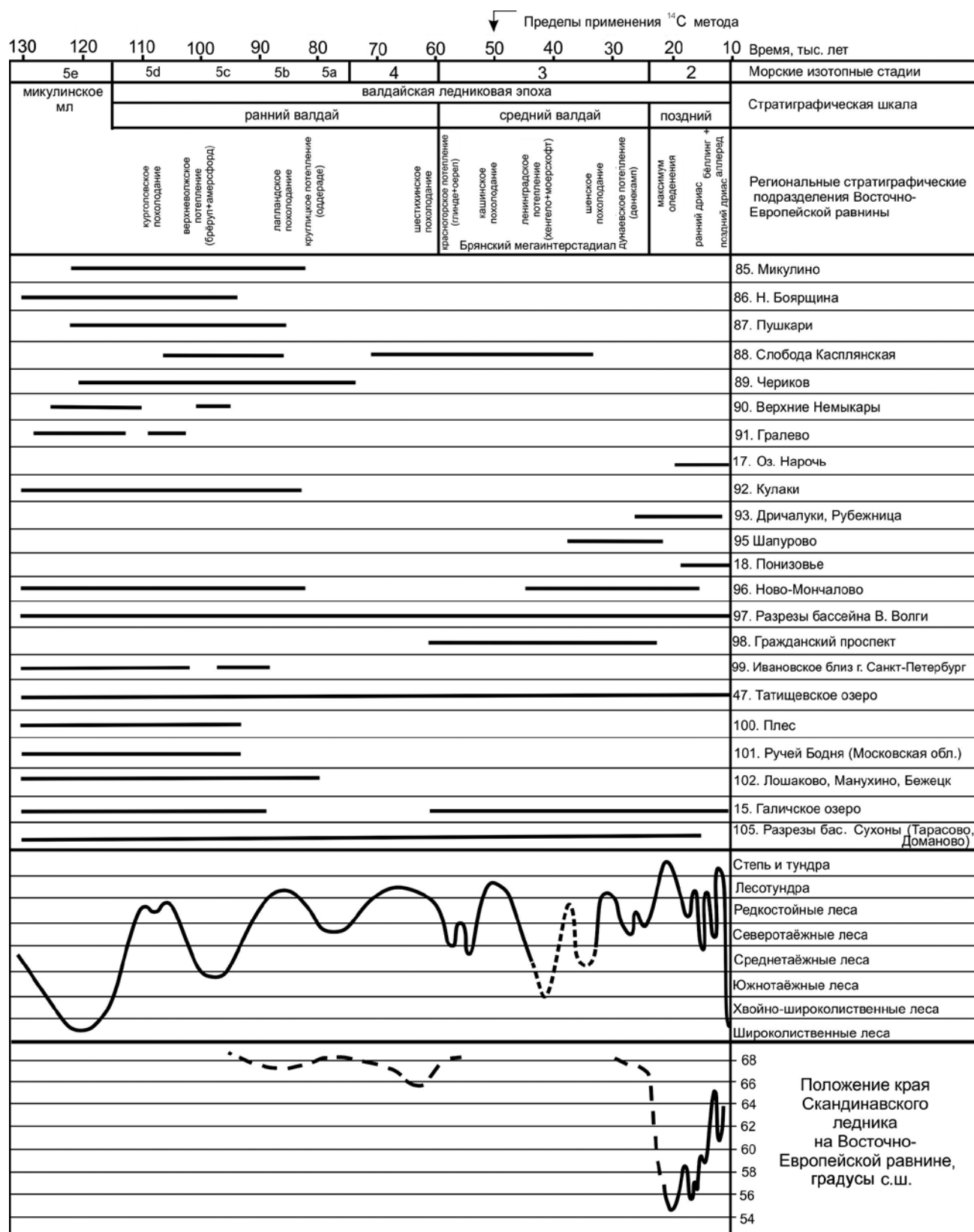


Рис. 2. Изменение растительности и распространение оледенений на Восточно-Европейской равнине за последние 130 тыс. лет

Fig. 2. Changes in vegetation and glacial expansion in the last 130 thousand years on the East European Plain

подстадии — от 128 до < 117–115 тыс. лет назад (л.н.) [6, 12 и др.]. Верхняя граница межледникового на уровне 115 тыс. л.н. принята Международной стратиграфической комиссией [13]. Однако некоторые исследователи [14, 15] эемское межледниковье рассматривают в объёме всей стадии МИС 5. Для решения этого дискуссионного вопроса большое значение имеют работы по изучению переходного этапа от межледникового к оледенению, так как с этим временем связана перестройка ландшафтно-климатических систем. Информация о составе растительного покрова Европейского региона в заключительную фазу межледникового и от него к оледенению была получена уже к началу XX в. отечественными и зарубежными исследователями. В последние годы, по инициативе А.А. Величко, в лаборатории эволюционной географии Института географии РАН, проводились исследования короткопериодных колебаний с использованием метода климатограмм для реконструкций палеотемператур, что позволило установить направленный тренд к похолоданию, осложнённый колебаниями второго порядка. Верхняя граница микулинского межледникового в Восточно-Европейском регионе была сопоставлена с завершением фазы сосны М8 на палинологических диаграммах и началом гренландского стадияла С 25 — МИС 5d [16].

Интервал от раннеледниковья до последнего ледникового максимума. Позднеплейстоценовая (валдайская, вислинская) ледниковая эпоха разделяется авторами на три хронологических этапа: ранний, заканчивавшийся около 70 тыс. л.н. (изотопно-кислородные стадии МИС 5 а–d), средний — до 28,8 тыс. л.н. (стадии МИС 4 и 3), с фазами значительного смягчения климата, и поздний — стадия МИС 2.

Раннеледниковье характеризовалось сменой похолоданий и потеплений, нашедших отражение в разрезах приледниковой зоны Европы.

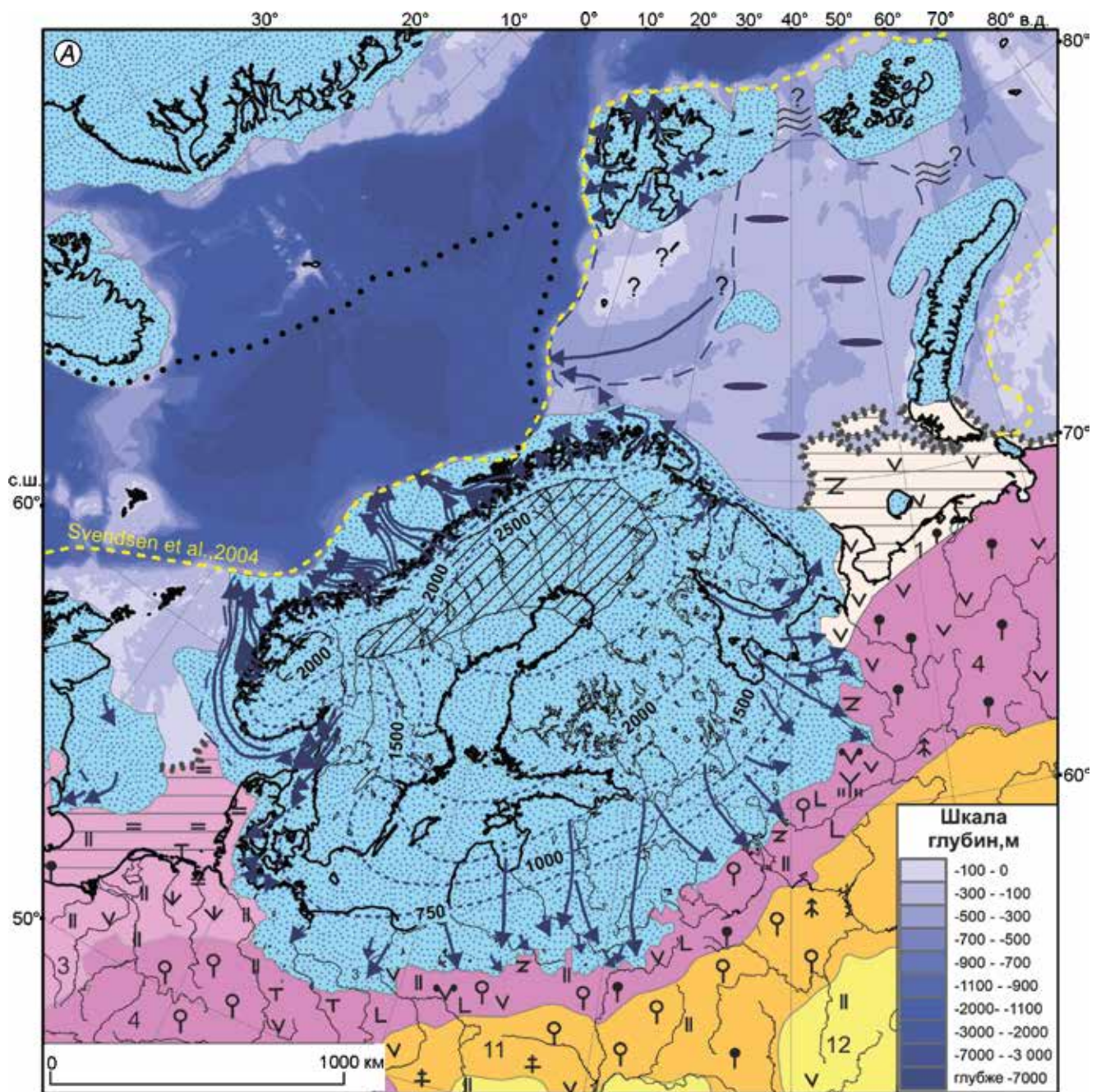
Первое значительное похолодание (*стадия хернинг, МИС 5d*), установившееся к 112–110 тыс. л.н. со снижением зимних температур на территории Западной Европы на 5–7 °С, сопоставляется с курголовским в Восточной Европе, где зимние температуры были ниже почти на 10 °С (бассейн Верхней Волги). В морских разрезах для похолодания подстадии 5d отмечено резкое снижение температуры воды в Северной Атлантике, а в Норвежском море — паде-

ние продуктивности планктонной микрофауны. В это время ледниковый покров располагался практически полностью в пределах Скандинавского полуострова, занимая обширные горные области в его юго-западной и центральной частях [7, 17]. Об этом свидетельствует залегание на осадках эемского межледникового типичных ледниково-морских отложений в известном опорном разрезе Фьюзангер (Fjøsanger) у г. Берген в Норвегии [7]. Льды не продвигались восточнее Ботнического залива.

В следующее, более глубокое похолодание (*стадия редерсталь, МИС 5b*), коррелируемое с лапландским, западный край ледникового покрова в Атлантическом секторе находился вблизи береговой линии, а восточный — к западу от Ботнического залива. В Баренцевоморском секторе Арктики скандинавский лёд выдвигался на западе на норвежский шельф. Восточнее, в пределах России, покровные льды в раннем и среднем валдае не продвигались далее юго-западных районов Кольского полуострова. Согласно данным о палеотемпературном режиме земной поверхности, полученным в результате геотермического изучения глубоких скважин в Ловозерском массиве, финские и российские исследователи пришли к выводу, что почти вся территория полуострова покрывалась только поздневалдайскими льдами [18]. Такая палеогляциологическая реконструкция подтверждена исследованиями направления разноса валунов и их петрографического состава [19].

Похолодания приводили к повсеместному формированию в приледниковой зоне субарктических перигляциальных ландшафтов. В Атлантическом и Балтийском секторах покрова господствовали открытые участки с тундровой растительностью. Восточнее наибольшее распространение получили лесотундровые ландшафты.

Во время первого ранневалдайского потепления (*интерстадиал бреруп в Западной Европе, верхневалжский — в Восточной Европе, МИС 5c*) значительная территория северной Фенноскандии была занята тундрой, южнее которой располагалась зона редколесий. Здесь существовали преимущественно берёзовые, а также елово-берёзовые и лиственничные редколесья [15, 16 и др.]. На юго-западном борту Балтийской котловины, в Дании, берёзовые редколесья сменились лесами из берёзы, сосны и ели [20]; восточнее, на низ-



1	2	3	4	5	6	7	8
9	10	11	12	13	14	15	16
17	18	19	20	21	22	23	24
25	26	27	28	29	30	31	32
33	34	35	36	37	38	39	40
41	42	43	44	45			

Рис. 3. Палеоландшафтные карты:

A — последний ледниковый максимум (время максимального похолодания); *B* — оптимум аллерёда; *C* — поздний дриас (время максимального распространения льдов); *D* — пребореальный период голоцена. Рис. *B–D* — см. стр. 400–402.

Типы растительности: 1 — арктическая тундра с участием полярно-маревых группировок; 2 — травянистая и кустарничково-моховая тундра с участием степных и галофитных группировок; 3 — субарктические луга в сочетании с кустарничково-моховыми тундрами, берёзовым редколесьем; 4 — травянистые и кустарничково-моховые тундры в сочетании с сосновым, лиственничным и берёзовым редколесьем, а также со степными и галофитными группировками растений; 5 — берёзовые, сосново-берёзовые, елово-берёзовые редколесья в сочетании с травянистыми и кустарничково-моховыми тундрами, степными и галофитными группировками; 6 — берёзовое редколесье в сочетании с луговым разнотравьем, аркто-альпийскими и степными группировками (парковая тундра); 7 — редкостойные сосново-берёзовые леса и сосновые леса, в восточных районах с преобладанием ели, на юге — с участием редких широколиственных пород; 8 — сосново-берёзовые и сосновые леса с редкими широколиственными породами, в восточных районах с преобладанием ели, тундровые и степные группировки местами сохраняются; 9 — берёзовые леса приатлантического сектора с обилием луговых теневыносливых трав и с участием степных растений; 10 — берёзовые леса приатлантического сектора, в южных районах с участием сосны и широколиственных пород; 11 — перигляциальная лесостепь; 12 — перигляциальная степь. **Растения:** 13 — *Picea*; 14 — *Pinus*; 15 — *Larix*; 16 — *Abies*; 17 — *Betula s. Albae*; 18 — *Betula nana*; 19 — *Juniperus*; 20 — *Ericales*; 21 — *Salix*; 22 — *Alnus*; 23 — *Corylus*; 24 — *Hippophae*; 25 — *Populus tremula*; 26 — *Artemisia*; 27 — дриасовая флора; 28 — разнотравье; 29 — широколиственные породы деревьев; 30 — луговые травы. **Прочие обозначения:** 31 — океан; 32 — ледниковые покровы; 33 — мёртвый лёд: *a* — на суше, *b* — на шельфе; 34 — приледниковые озёра; 35 — границы ледниковых покровов: *a* — установленные, *b* — предполагаемые; 36 — граница ледникового покрова в максимальную стадию оледенения, по [54]; 37 — мощность ледникового покрова; 38 — области ледораздела; 39 — ледниковые потоки и лопасти; 40 — зона возможной конвергенции ледниковых покровов; 41 — осушенный шельф; 42 — граница осушенного шельфа; 43 — граница между многолетними и сезонными льдами; 44 — айсберги; 45 — нарушенные незадернованные субстраты

Fig. 3. Maps of paleolandscapes:

A — Last Glacial Maximum (extreme phase of glaciation); *B* — Allerød optimum; *C* — Younger Dryas (maximum spread of ice sheet); *D* — Preboreal period of Holocene (optimum). Fig. *B–D* — see pages 400–402.

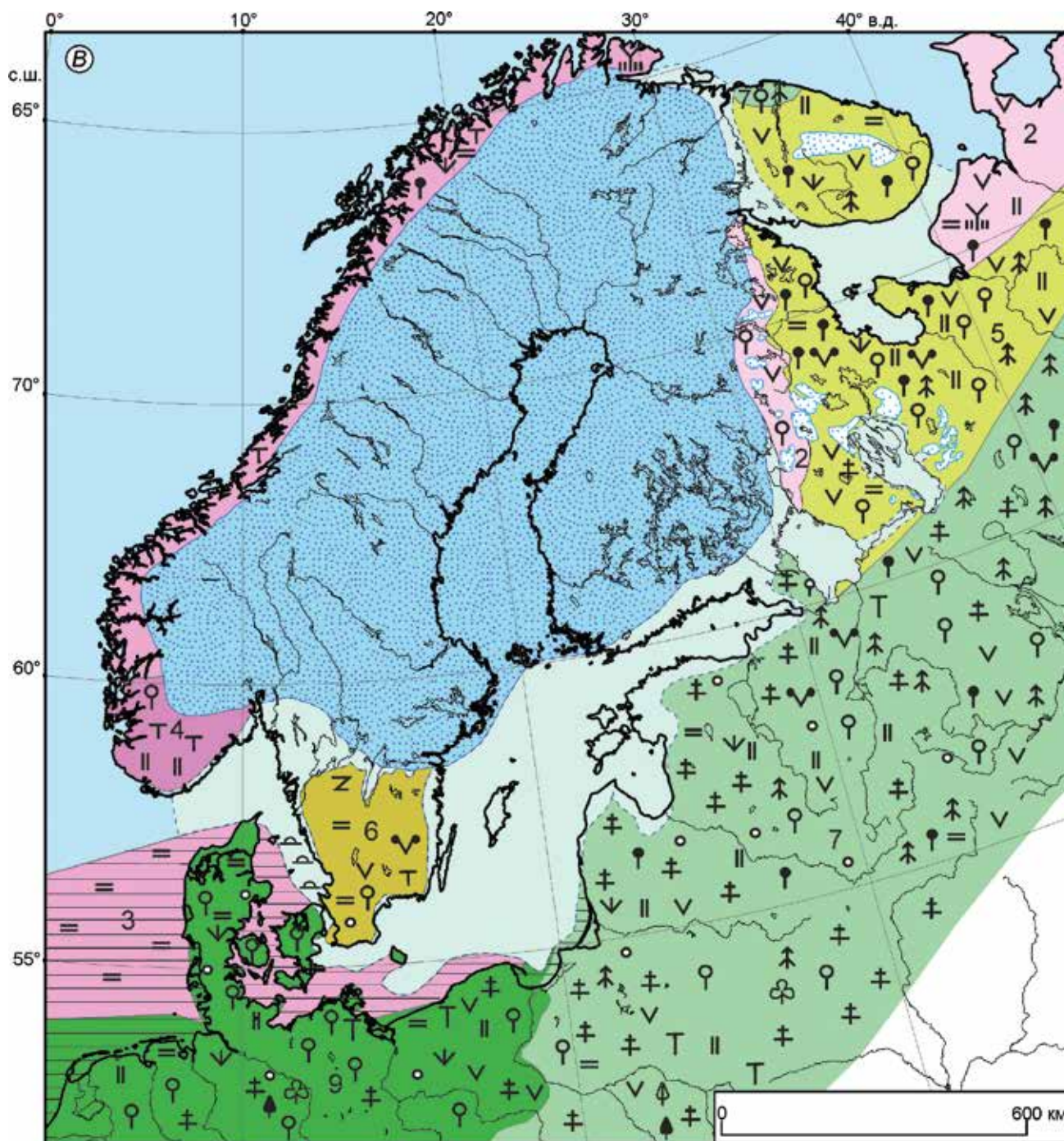
Types of vegetations: 1 — Arctic tundra with *Artemisia* and *Chenopodiaceae*; 2 — herbaceous and dwarf shrub-moss tundra with the grass and halophytic groups; 3 — Subarctic meadows with shrub-moss tundra and birch open woodland; 4 — herbaceous and dwarf shrub-moss tundra combined with pine, larch, birch open woodlands and the grass and halophytic groups; 5 — birch, pine-birch, spruce-birch open woodlands combined with herbaceous and dwarf shrub-moss tundra and the grass and halophytic groups; 6 — birch open woodlands combined with meadow herbs and arctic-alpine and the grass groups (park tundra); 7 — light pine-birch and pine forests, in the east — with a predominance of spruce, on the south — with rare broad-leaved trees; 8 — pine-birch and pine forests with rare broad-leaved trees, in the east with a predominance of spruce. Tundra communities and grass groups persist in some places; 9 — birch forests in the Atlantic Sector with an abundance of shade-tolerant meadow grasses and admixture of steppe plants; 10 — birch forests in the Atlantic Sector, in the south with pine and broad-leaved trees; 11 — periglacial forest-steppe; 12 — periglacial steppe. **Plants:** 13 — *Picea*; 14 — *Pinus*; 15 — *Larix*; 16 — *Abies*; 17 — *Betula s. Albae*; 18 — *Betula nana*; 19 — *Juniperus*; 20 — *Ericales*; 21 — *Salix*; 22 — *Alnus*; 23 — *Corylus*; 24 — *Hippophae*; 25 — *Populus tremula*; 26 — *Artemisia*; 27 — *Dryas flora*; 28 — *Herbs*; 29 — *Broad-leaved trees*; 30 — *Meadow grasses*. **Other notation:** 31 — ocean; 32 — ice sheets; 33 — dead ice: *a* — on the land, *b* — offshore; 34 — proglacial lakes; 35 — ice sheet limits: *a* — proven, *b* — supposed; 36 — ice sheet limit at the LGM by [54]; 37 — ice sheet thickness; 38 — ice-divide areas; 39 — ice streams and lobes; 40 — potential convergence (or interaction) zones of ice sheets; 41 — exposed shelf; 42 — exposed shelf boundary; 43 — boundary between perennial and seasonal ice; 44 — icebergs; 45 — disturbed grounds

менностях Германии, в состав лесной растительности входили берёза, сосна и ель; на территории Польши с брерупом совпала экспансия сосново-берёзовых лесов с примесью широколиственных пород [21]. В Балтийском секторе (к северу и югу от Балтийской котловины) располагалась обширная зона хвойных лесов [22], близких к современным южнотаёжным (см. рис. 2). Восточнее в них возрастала роль хвойных пород.

Более позднее потепление (*оддерэде*, МИС 5a), сопоставляемое с круглицким в Восточно-Европейском регионе, было прохладнее. В Западной Европе доминировали леса среднетаёжного типа, в Восточной — близкие к северотаёжным.

Зоны перигляциальной тундры и берёзового редколесья значительно расширились.

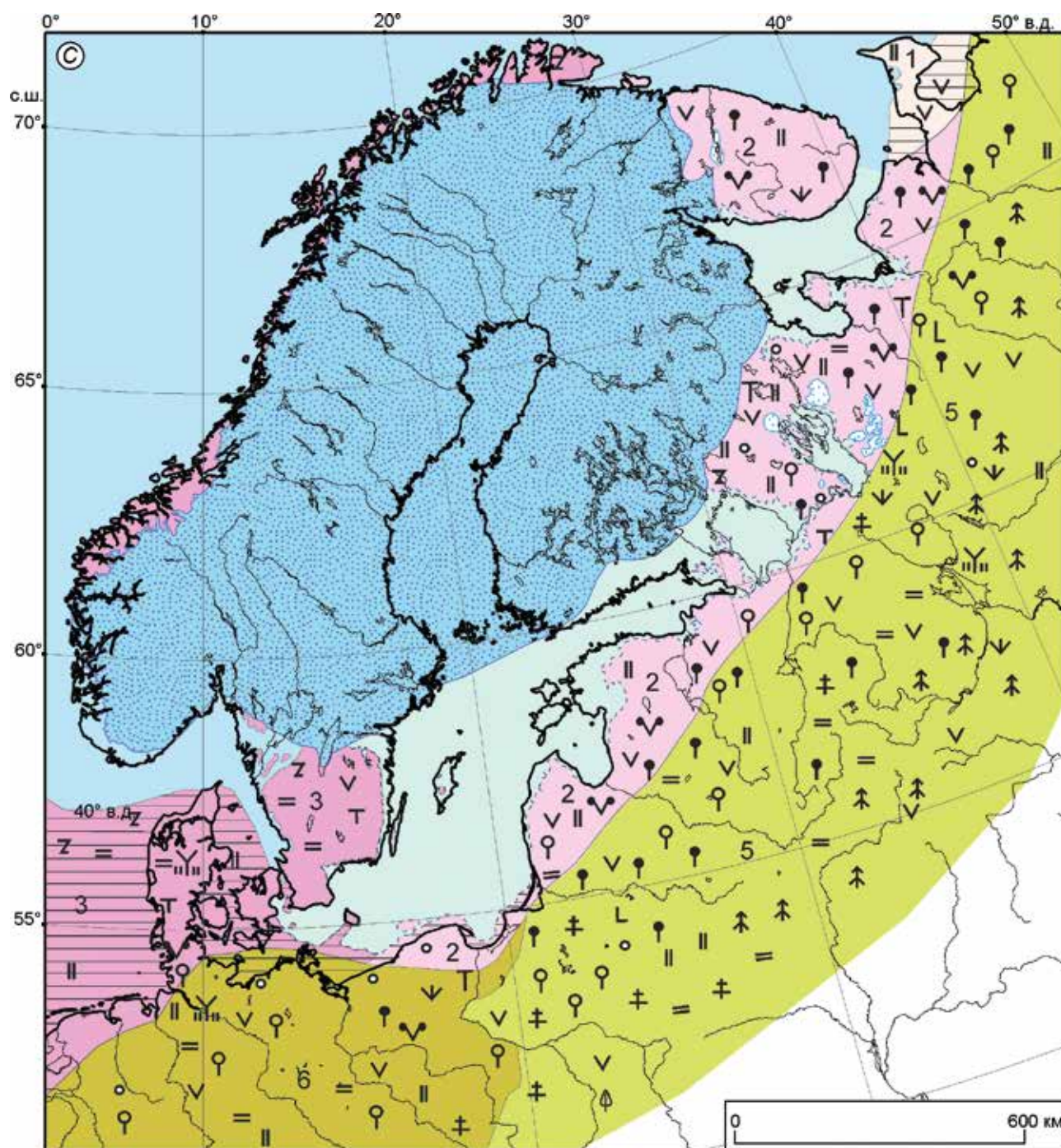
Во время похолодания в стадию МИС 4 (более 70–58 тыс. л.н.) северный и юго-западный склоны ледникового покрова оканчивались на шельфе [7]. Экспансия льдов в МИС 4 имеет региональные названия — кармей в Норвегии, сандсьер в Дании, шалкхольц в Нидерландах и Германии. В северной и центральной частях Западной Европы получили развитие многолетне-мёрзлые грунты. В это время древесные породы исчезли. На северо-восточной окраине Фенноскандии, в пределах России, ледниковые средневалайские отложения выделены только на



юго-западе Кольского полуострова. В разрезе рудника у г. Ковдор они перекрыты осадками, сопоставляемыми В.Я. Евзеровым с межстадиальными отложениями среднего валдая в разрезе Секли в Северной Финляндии [15].

К началу стадии *МИС 3* (58–28,8 тыс. л.н.) значительное улучшение климата привело к сокращению площади Скандинавского ледникового покрова, постепенно отступившего в гор-

ные ледораздельные области. Во внутренних районах Фенноскандии обширные пространства не покрывались льдами. Приледниковая зона, охватывающая склоны щита и территорию севера Западной Европы к югу от Балтийской котловины, оказалась занята тундрой. На фоне тренда к потеплению происходили кратковременные экспансии скандинавских льдов — около 50 и 41 тыс. л.н. Начиная с 30 тыс. л.н. юго-западный



край скандинавского покрова в Атлантическом секторе выдвинулся в Северное море [7]. Чередование холодных и тёплых фаз: оерел, глинде, моерсхофт, хенгело, денекамп, выделенных при изучении разрезов на территории Западной Европы, происходило практически в течение всей стадии МИС 3 [9]. В Восточной Европе это время также характеризовалось большой изменчивостью климатических условий и перестрой-

кой растительного покрова [1, 2]. В западных и центральных районах Восточной Европы в периоды потепления развивались леса от редкостойных до средне-южнотаёжных.

В течение самого позднего дунаевского потепления, сопоставляемого с денекампом в Западной Европе, по данным авторов, было два эпизода теплообеспеченности, когда широко распространялись редкостойные леса (см.

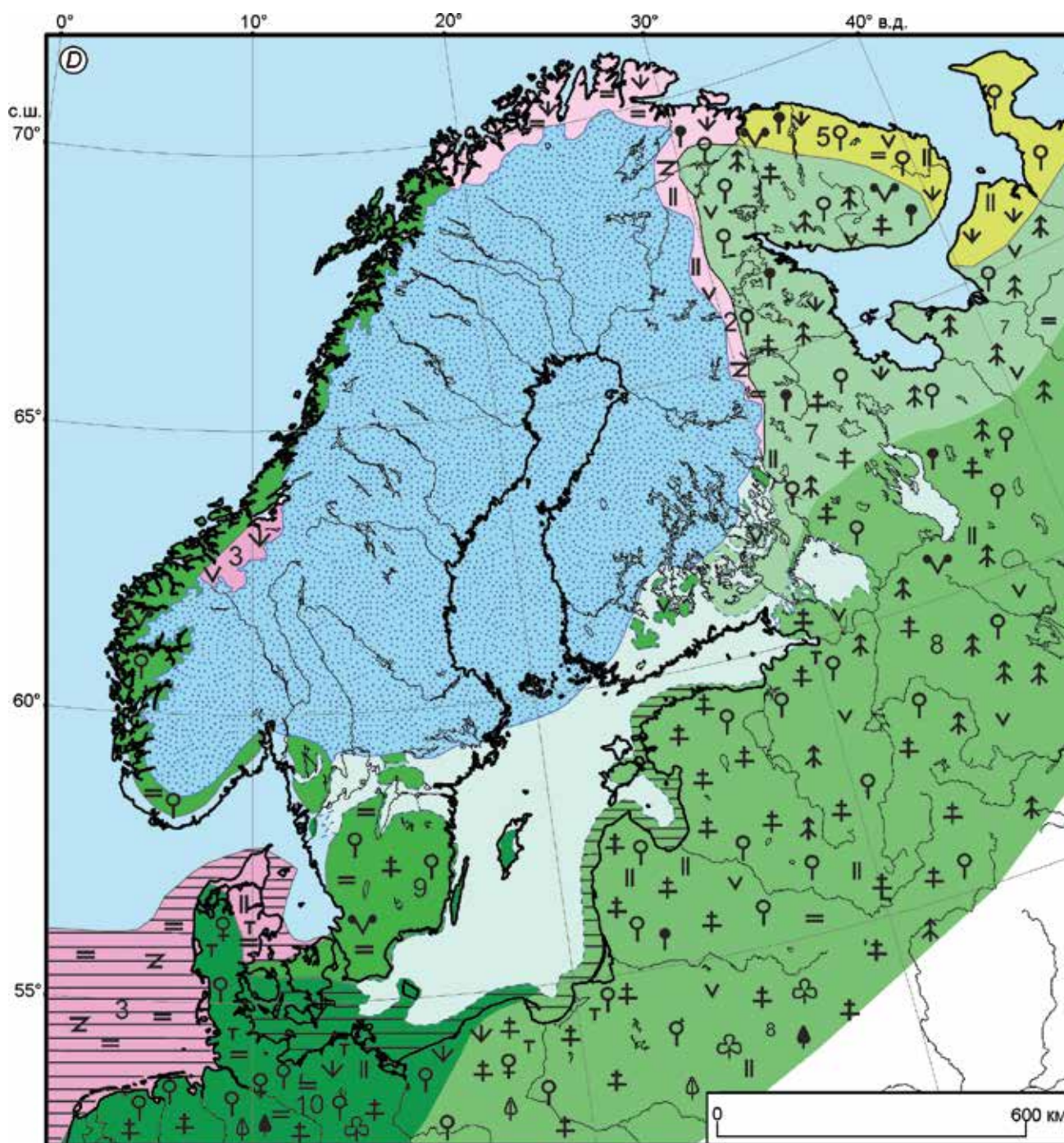


рис. 2). Наиболее ранние потепления хорошо представлены в разрезах, расположенных в бассейнах верхней Волги и Сухоны, где развивались леса, близкие к северотаёжным. В средней части МИС 3 существовал короткий этап соответствующий, согласно представлениям А.А. Величко, рангу «малого» межледниковья или брянского мегаинтервала [23], когда южнее приледниковой зоны появлялись широколиственные породы.

Интервал от последнего ледникового максимума до начала голоцена включительно. Ко времени максимального похолодания (25–23 тыс. л.н.) сократился юго-западный склон Скандинавского покрова, при этом льды южного и юго-восточного склонов продвинулись на юг за пределы Балтийской котловины и депрессий Ладожского и Онежского озёр. Северный и северо-восточный склоны ледникового покрова

были короткими и крутыми (см. рис. 3, А). В области Баренцевоморского шельфа существовали локальные ледниковые покровы и полупокровы, а также зоны, свободные от глетчерного льда [24, 25]. Дискретное состояние позднеплейстоценовой ледниковой системы в последний ледниковый максимум, согласно представлениям авторов, связано с палеоклиматической обстановкой этого времени на севере Евразии, а именно: с формированием экстроконтинентального климата, при котором рост оледенения оказался подавленным. В максимум похолодания большое развитие получили гиперзональные ландшафты с новыми типами растительности — перигляциально-тундровой и перигляциально-степной. В приледниковых ландшафтах Западной Европы были распространены формации типа субарктических лугов, равнинных кустарничковых тундр и берёзовых редколесий. На большей части территории Восточной Европы господствовали тундровые и степные сообщества с галофитными травянистыми группировками и участками лиственничного и берёзового редколесья, в Балтийском секторе — соснового редколесья. Осушенный шельф вблизи северо-восточной окраины покрова был занят арктической тундрой.

Последующая дегляциация была преимущественно регрессивной с образованием последовательно расположенных маргинальных полос краевого ледникового рельефа и сохранением асимметричной формы ледникового покрова. Некоторые изменения в гляциоструктуре покрова, связанные со смещением центров оледенения и направления растекания льдов, произошли с 18 кал. тыс. л.н. (15,5 ^{14}C тыс. л.н.) и сопровождались небольшими осцилляциями его юго-западного и южного краёв (померанская, поморская краевая зона в Западной Европе, вепсовская — на севере Восточно-Европейского региона).

Кратковременное потепление пленигляциала (около 17 кал. тыс. л.н., 14 ^{14}C тыс. л.н.) с типичной гляциальной флорой — *Betula nana*, *Dryas octopetala*, *Salix polaris* и *Salix cf. reticulata* в сочетании с ксеро- и галофитами из семейства маревых авторами рассматривается как межфазальное. К этому интервалу относят озёрно-болотные осадки разреза Мейендорф в Шлезвиг-Гольштейне и других разрезов Западной Германии и Центральной Польши. Однако в Мейендорфе вместе с дриасовой флорой найдены артефакты

гамбургской культуры [26], что свидетельствует о более позднем возрасте отложений. В восточном секторе покрова в связи с удалением от Атлантики это потепление не выражено.

Нарастающее потепление к началу позднеледниковья — 16,9 кал. тыс. л.н. (15 ^{14}C тыс. л.н.) привело к уменьшению мощности Скандинавского ледникового покрова, выколаживанию его профиля и сокращению площади покрова. Оно происходило неравномерно, определяясь региональными климатическими условиями, подстилающим рельефом, тектоникой и балансом изо- и эвстатических колебаний. На восточном фланге покров сокращался быстрее, на юго-западном сохранял инициальные размеры более продолжительное время.

В позднеледниковое время, для которого характерно частое чередование потеплений с похолоданиями, на приледниковой территории сформировалась своеобразная растительность, состоявшая из сочетания лесных, тундровых и степных элементов, приспособленных к резко континентальным условиям. Наряду с ними существовали растения, свойственные грунтам с нарушенным и несформированным почвенным покровом. Состав флоры на протяжении позднеледниковья практически не менялся, изменения происходили в структуре растительных сообществ.

В раннем дриасе (16,9—14,7 кал. тыс. л.н. или 15,0—12,5 ^{14}C тыс. л.н.) в Атлантическом секторе края западного и юго-западного склонов Скандинавского ледникового покрова располагались вблизи современной береговой линии. Норвежский жёлоб и южная окраина Норвегии освободились от льда. Льды отступили в глубь суши и на юго-западную окраину Швеции [7]. Только юго-восток Ютландии и соседний остров Зеландия оказались в зоне нового продвижения льдов (16 кал. тыс. л.н.) со стороны Балтики. В Балтийском секторе, на южном склоне ледникового покрова (Эстония), сформировалась краевая зона хаанья [7], которая коррелирует с лужской стадией в России. Возраст лужской стадии на российской территории определяется в 13,2 ^{14}C тыс. л.н. (15,7 кал. тыс. л.н.) [26].

Приледниковая растительность этого времени в Атлантическом и на западе Балтийского сектора представляла собой субарктическую тундру. В Западной Европе (Дания и Северная Германия) раннедриасовое похолода-

ние отразилось в резком возрастании в спектрах пыльцы полыни, значительном количестве облепихи, появлении *Dryas octopetala*, *Salix herbaceae*, *Armeria maritime*, *Selaginella selaginoides* и др. Среди древесных пород встречались берёза и ива. В Нидерландах отмечено господство засухоустойчивой растительности с преобладанием *Artemisia*, участием *Helianthemum* и *Hippophae* и др. [27, 28]. Восточнее, в Литве, в более суровых климатических условиях существовала тундра (разрезы Минтурай и Гумбине), а среди представителей арктической флоры были распространены *Salix polaris*, *S. herbaceae*, *Betula nana*, *Dryas octopetala*.

Юго-восточный склон покрова во время похолодания раннего дриаса занимал на территории России депрессии Ладожского и Онежского озёр, ставшие на длительное время ледоёмами. Здесь на участках, прилегающих к полям мёртвых льдов, существовали тундровые ерnikово-зеленомошные, ивовые и полынно-маревые ассоциации с представителями аркто-альпийской флоры и растениями, произраставшими на оголённых субстратах (*Cenococcum geophillum*), а также гелиофитами [29]. На северо-востоке и севере России, в Кольско-Беломорском районе, край Скандинавского ледникового покрова находился на шельфе вблизи северо-восточной окраины Кольского полуострова, а его лопасть занимала Беломорскую котловину.

Самое раннее позднеледниковое потепление — **бёллинг** (интервал G1-1e Гренландской кривой) — длилось немногим более 600 лет — от 12,5 до 12,1 ¹⁴C тыс. л.н. (14,7 до 14,1 кал. тыс. л.н.). На севере льды ушли с континентального шельфа северо-западной Норвегии и соседнего с ним шельфа Кольского полуострова. В Атлантическом секторе они отступили в сторону суши вдоль всего северо-западного и западного побережья Фенноскандии. Береговая зона и соседние острова юго-западной Норвегии также освободились ото льдов [7]. На юго-западе Балтийского сектора край Скандинавского покрова значительно сдвинулся к северу, что привело к формированию Южно-Балтийского приледникового озера. Восточнее он ещё располагался на суше, занимая значительную часть Эстонии и северо-западные территории России.

В приледниковой зоне Атлантического сектора, а именно в Дании, где ещё оставался мёрт-

вый лёд, на освободившихся участках преобладал пионерный тип растительности: лишайники, мхи, однолетние травы, полукустарники, полярная ива. Разреженная древесная растительность распространилась позже и была представлена берёзой с подлеском из рябины, облепихи и других кустарников. Затем расселилась сосна. На открытых участках произрастала полынь, но преобладающими были различные осоки и злаковые [28]. В Нидерландах в состав пионерной флоры входил можжевельник, предшествовавший появлению берёзы. В начале и конце бёллинга происходило расселение ивы. Среднеиюльские температуры здесь не опускались ниже 10 °C [27]. В Балтийском секторе край ледника начал отступать из Ладожской депрессии. В приледниковой зоне на территории юго-восточной Литвы, побережья Финского залива, западного побережья Ладожского озера были распространены островные сосновые леса и берёзово-сосновые редколесья. Заметную роль в растительном покрове играли тундровые растения: *Betula nana*, *Selaginella selaginoides*, *Lycopodium pungens*, *Botrychium boreale* и др. [30, 31].

Юго-восточный склон ледникового покрова постепенно освобождал Онежскую депрессию. Дегляциация северного и северо-западного Прионежья происходила по ареальному типу — с образованием больших участков неподвижного льда, при таянии которого возникали разнообразие формы мёртвого льда, чему способствовал сильно расчленённый подстилающий рельеф [32, 33]. На территории водосборного бассейна Онежского озера сохранялись большие площади мёртвого льда. На освободившиеся от мёртвого льда участки распространились тундровые ерниковые, ерnikово-зеленомошные и полынно-маревые ассоциации. Здесь постоянно присутствовали растения степей, щебнистых склонов, скал, дюн: полынь, маревые, *Ephedra*, *Polemonium*, *Polygonum bistorta* и другие ксерофиты. На северо-восточной окраине Скандинавского покрова Беломорская ледниковая лопасть в бёллинге сократилась, но продолжала занимать значительную часть котловины [34].

Волна нового похолодания — **средний дриас** — была короткой: от 12,1 до 11,9 ¹⁴C тыс. л.н. (14,1 до 13,9 кал. тыс. л.н.), поэтому Скандинавский ледниковый покров в целом оставался стабильным. Только на северо-востоке покрова Бело-

морская лопасть выдвинулась дальше прежних границ в Белое море. Слабовыраженное похолодание, особенно в дистальной части приледниковой зоны, не получило заметного отражения в составе растительности. В Атлантическом секторе приледниковые ландшафты среднего дриаса соответствовали условиям субарктической тундры. В Дании и Нидерландах часто встречались теневыносливые травянистые растения: *Filipendula cf. ulmaria*, *Fragaria cf. vesca*, *Pleurospermum austriacum* [27].

В Балтийском секторе покрова, в окрестностях Финского залива, в состав приледниковой растительности входили ерниковые и ивняковые заросли [35, 36]. В юго-восточном континентальном секторе покрова началу похолодания в среднем дриасе отвечает накопление ленточных глин в центральной и южной частях бассейна Онежского озера. В растительных ландшафтах приледниковой зоны здесь доминировали тундровые ассоциации, в состав которых входили *Betula nana*, *Alnaster fruticosus*, *Rubus cf. chamaemorus*, *Botrychium boreale*, *Selaginella selaginoides*, *Lycopodium pungens*, *L. appressum* и др. На сухих склонах и в засоленных депрессиях развивались ксерофильные травянистые группировки с преобладанием полыней. В общем, климат среднего дриаса по сравнению с ранним дриасом был более континентальным. Об этом свидетельствуют находки в разрезах приледниковой зоны пыльцы таких растений, как *Artemisia*, *Helianthemum*, *Hippophae rhamnoides*, *Bupleurum*, *Sanguisorba minor* и др.

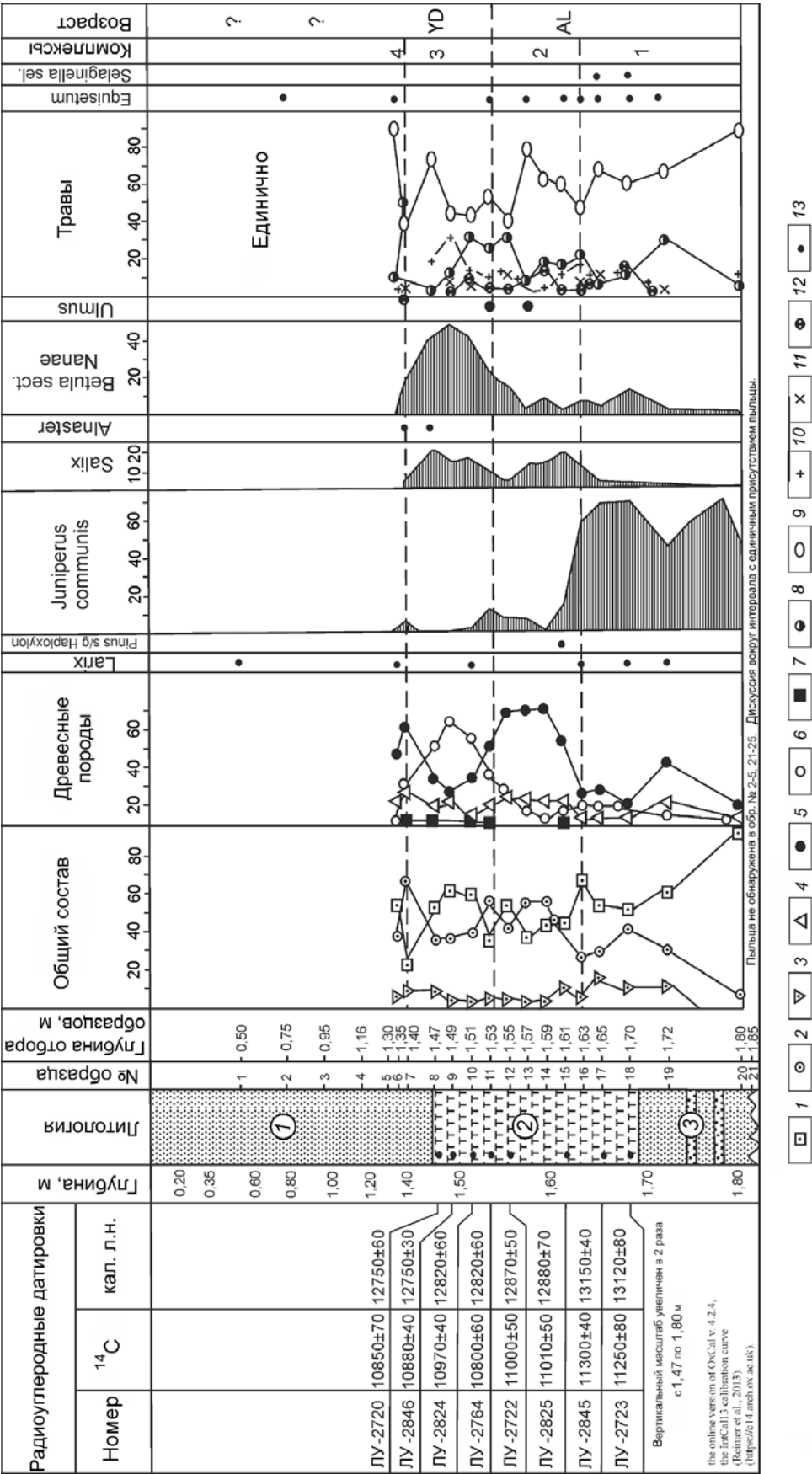
Последующее, особенно яркое позднеледниковое потепление — **аллерёд** — длилось более тысячи лет от 11,9 до 10,2 ^{14}C тыс. л.н. (13,9 до 12,7 кал. тыс. л.н.) и характеризовалось климатическими колебаниями от тёплой фазы (оптимум — до ~11,2 ^{14}C тыс. л.н.) в первой половине интерстадиала (G1-1с по Гренландской изотопной кривой) до похолодания во второй половине (G1-1b) и заключительной тёплой фазы (G1-1a). В аллерёде на территории Фенноскандии произошла значительная дегляциация, в результате которой юго-запад Скандинавского полуострова освободился от льда (см. рис. 3, В). В Атлантическом секторе юго-западный склон покрова (юго-западная Норвегия, Дания) отступил в глубь суши. Уже в начале аллерёда, после 11,9 ^{14}C тыс. л.н. (13,9 кал. тыс. л.н.), льды оста-

лись лишь в проливе Каттегат, который служил местом разгрузки ледниковых потоков, что привело к образованию в Балтийской котловине крупного пресноводного бассейна — Балтийского приледникового озера.

В Атлантическом секторе переход к аллерёду отмечен в приледниковой зоне восстановлением лесной растительности при частичном сохранении тундровых и степных группировок и светолюбивых трав: *Gypsophila fastigiata*, *Centaurea cyanus*, *C. scabiosa* [27]. Леса распространились от низменностей Северной Европы до Прибалтики. На южной окраине приледниковой зоны появились первые широколиственные породы (см. рис. 3, В). В Дании в это время распространялись леса из *Betula pubescens* с участием *Betula verrucosa*. Среди травянистых растений преобладали многолетники, растущие на влажных лугах и в сырых лесах, особенно в ольшаниках. Состав флоры указывает на сравнительно высокую июльскую температуру — 13–14 °C [27].

В одном из разрезов аллерёда Дании (у пос. Юдеруп, о. Зеландия) в слоях гиттий с возрастом 11 890±180 ^{14}C л.н. и 11 990±200 ^{14}C л.н. в составе палинологических спектров установлено преобладание пыльцы берёзы (до 86%), наличие сосны (8–10%) и ивы (более 6%). В этом же разрезе найдены пресноводные моллюски *Planorbis fontanus*, *Ancylus lacustris*, *Limnaea stagnalis* и др., а также лесная фауна: бобр, медведь, рысь. На юго-западе Балтийского сектора, в южной Швеции, в оптимуме аллерёда существовали берёзовые редкостойные леса. Восточнее, от Куршского залива Балтийского моря до северного побережья Финского залива, преобладала сосна. На побережье Финского залива распространились сосново-берёзовые леса с мезофильным разнотравьем (рис. 4), а на увлажнённых участках встречалась ель [37]. При этом в понижениях сохранялись тундровые группировки, а на склонах — гелиофиты. На южной окраине приледниковой зоны и далее к востоку в лесах возрастало участие ели (рис. 5). Средние температуры января, реконструированные по палеофлористическим данным, изменялись от 17 до 19 °C, а июля — от 16 до 17 °C, т.е. были ниже современных соответственно на 2 и 1 °C. Годовая сумма осадков превышала современный показатель на 25 мм.

Юго-восточный склон ледникового покрова отступил в аллерёде с территории южной и



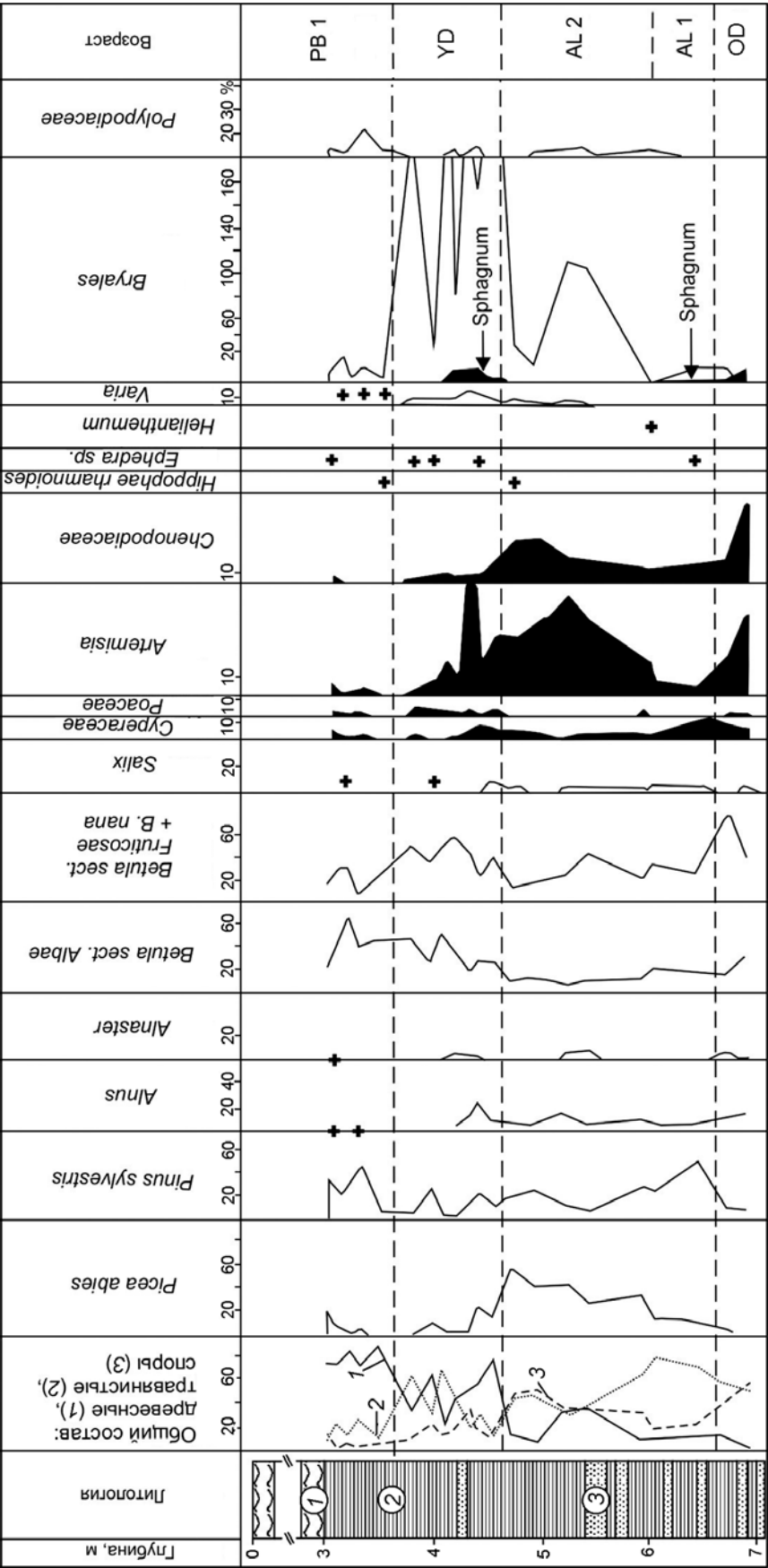


Рис. 5. Пыльцевая диаграмма отложений Валдайского озера [36]:

1 – сапропель; 2 – глины; 3 – песок

Fig. 5. Pollen diagram of the Valdai Lake deposits [36]:

1 – sapropel; 2 – clays; 3 – sand

юго-западной Карелии в юго-восточную Финляндию, где граничил с Балтийским приледниковым озером. В оптимум аллерёда Онежское озеро достигло максимальных размеров. Площади мёртвого льда, окружавшие озеро, продолжали сохраняться до конца аллерёда, а на отдельных участках — даже до бореального времени. В малых озёрах Западного и Северо-Западного Прионежья осадконакопление началось в аллерёде, а восточнее озёрной котловины — в конце молодого дриаса и раннем голоцене.

Важным палеогеографическим фактором, повлиявшим на особенности развития приледниковой растительности на юго-восточной окраине Скандинавского ледникового покрова в аллерёде, было длительное существование холодного пресноводного бассейна в Белом море, приледниковых озёр и массивов мёртвого льда. Поэтому растительный покров не был однородным и определялся локальными условиями местообитаний, представляя собой сочетание тундровых, степных и лесных группировок. Преобладающими были полыни и маревые при подчинённом значении тундровых представителей флоры. Среди последних отмечены находки *Dryas octopetale*, *Potentilla* sp., *Pleurospermum* sp., *Armeria* sp. и др. На песчаных грунтах распространялись псаммофиты, а на оголённых субстратах — печёночные мхи. Небольшие участки редкостойных березняков встречались лишь на Олонецком плато [38]. Наряду с такими тундровыми растениями, как *Dryas*, *Cerastium alpina*, *Saxifraga oppositifolia*, *Gentiana nivalis* и др., присутствовали *Helianthemum nummularium* и *Ephedra*. По берегам Двинского залива и Онежской губы произрастала карликовая берёза. В наземном покрове, кроме *Dryas octopetala*, встречались *Lycopodium appressum* и *Lycopodium alpinum*. К возвышенным участкам были приурочены степные группировки [39].

На северо-восточной окраине Скандинавского ледникового покрова, в Кольско-Беломорском районе, начиная с аллерёда, в котловине Белого моря у края ледника образовался холодный пресноводный бассейн. На севере Фенноскандии ледник освободил северное побережье Норвегии (п-ов Варангер). Здесь, наряду с тундровыми растениями *Dryas*, *Cerastium alpine*, *Saxifraga oppositifolia*, *Gentiana nivalis*, произрастали *Helianthemum nummularium*

и *Ephedra*, встречались участки лесотундровой растительности с елью, берёзой и сосной. На Кольском полуострове скандинавские льды отступили на юго-запад.

Мурманское побережье Кольского полуострова также освободилось от скандинавских льдов. Процесс дегляциации сопровождался гляциоизостатическим поднятием и трансгрессией морского бассейна. Морские воды проникли в пределы низменных участков побережья, где отложения аллерёда оказались местами перекрыты морским диамиктоном [40]. С началом дегляциации в озёрах, расположенных в береговой зоне, образовались локальные водоёмы, в которых шло накопление осадков от аллерёда до голоцена включительно. На отдельных участках в аллерёде создавались благоприятные климатические условия для произрастания хвойных лесов из сосны и ели, например, в низовьях и среднем течении рек Тулома и Воронья, у пос. Дальние Зеленцы.

Фаза резкого похолодания в конце аллерёда (*Intra Allerød Cold Period* или осцилляция киларни/герцензее, интервал G 1—1b в изотопных колонках Гренландии) охватила всё Северное полушарие от Северо-Американского континента до Гренландии и Европы. Похолодание нашло отражение и в континентальных осадках Северной Европы. В растительности приледниковой зоны Атлантического сектора похолодание в конце аллерёда проявилось в Дании [27]. В юго-западной Норвегии и на востоке Нидерландов с этим временем связано распространение травянистых растений из семейства осоковых, кустарников *Empetrum* и сфагновых мхов.

В Балтийском секторе на западе Северо-Германской низменности (разрезы Меерфельдер Маар и Хеммельзее) похолодание сказалось на уменьшении количества пыльцы древесных пород и увеличении содержания пыльцы трав из семейств *Gramineae* и *Cyperaceae*, а также *Artemisia* и *Filipendula* [41]. Восточнее, в приледниковых районах, ухудшение климатических условий около 11,1 ¹⁴C тыс. л.н. выразилось в увеличении количества трав и появлении ели (разрез Дукульпите в Северной Латвии [42]), которая продвинулась на север до широты Хельсинки. На юго-восточной окраине Скандинавского ледникового покрова похолодание привело к увеличению открытых пространств,

занятых берёзой, в том числе кустарниковой, и травами. Только в самой дистальной части приледниковой зоны появлялась сосна, которая в бассейне р. Сухона уступила место ели, представленной в аллереде Восточно-Европейской равнины двумя видами: *Picea exelsa* и *Picea obovata*. Эта фаза, получившая название нижнего максимума ели, отнесена М.И. Нейштадтом [3] к древнему голоцену.

На севере в конце аллереда Скандинавский ледниковый покров покинул Кольский полуостров. В ландшафтах здесь стали доминировать открытые пространства, занятые полынными, маковыми и злаковыми ассоциациями в сочетании с участками зеленомошных тундр и локальными островками ерничково-берёзового редколесья. Растительность была обогащена арктическими элементами флоры, а также пионерными, горно-луговыми и степными видами из семейства маревых и рода эфедр.

Глобальное похолодание *позднего дриаса* (12,65–11,59±100 кал. тыс. л.н.) прервало общий тренд дегляциации. Граница аллерёд/поздний дриас представляет собой рубеж, после которого смена палеогеографических обстановок происходила ещё быстрее, чем раньше. Похолодание сопровождалось наступанием льдов по всей периферии покрова, оставивших краевые морены, которые формировались в течение всего дриаса. От максимальных позиций льды отступили после 12,5 кал. тыс. л.н., что привело к спуску Балтийского приледникового озера (см. рис. 3, С). Скорость дегляциации достигла нескольких сотен метров в год. Снижение температуры и усиление континентальности климата происходило в направлении с запада на восток. Очень низкие средние температуры января, до –21 °С, реконструируются по фауне жёсткокрылых, а также по результатам изучения следов перигляциальных процессов. Палеоботанические же данные показывают, что январские температуры в приледниковой зоне Западной Европы были на 6–8 °С ниже современных. В приледниковой зоне Восточной Европы на территории Беларуси (разрезы Чернихово и Судoble) средние температуры января оцениваются ниже современных на 6 °С [43]. Восточнее похолодание было выражено ярче: средние температуры января в бассейне Верхней Волги были ниже современных на 10 °С, что отразилось в характере

растительности приледниковой зоны на западе и востоке Фенноскандии.

В приледниковой зоне на юго-западной окраине Скандинавского ледникового покрова, в его Атлантическом секторе распространились кустарники и травы. В разрезах отмечено обилие перигляциальных компонентов флоры. При деградации лесной, болотной и прибрежно-водной растительности возросла роль полыни, осоковых, теневыносливых трав, среди которых — *Pleurospermum austriacum*. Однако сосна и берёза полностью не исчезли (разрез Борнхольм на юге Дании), что говорит о присутствии участков берёзовых редколесий. В приледниковой зоне Балтийского сектора Скандинавского ледникового покрова произошла полная деградация лесной растительности, которая сменилась растительностью холодных степей с тундровыми группировками. Восточнее, в северо-западных районах Восточно-Европейской равнины (Валдайская возвышенность) свидетельство суровых климатических условий — наличие тундровой растительности с *Betula nana* и *Dryas octopetala*. На северной окраине Фенноскандии (Мурманское побережье) результаты диатомового и спорово-пыльцевого анализа, полученные по озёрным осадкам [40], указывают на холодный и резко континентальный климат. Здесь доминирующие позиции в растительном покрове, наряду с тундровыми растениями, занимали ксерофиты и полынь. В юго-восточной Карелии в начале позднего дриаса тундровая растительность сочеталась с аркто-альпийскими и степными группировками. Значительную роль играли ерничково-зеленомошные и травяно-кустарничково-зеленомошные ассоциации. Среди трав преобладали полыни и маревые. В межгрядовых понижениях и долинах рек могли сохраниться участки берёзовых и ольховых редколесий [39].

В середине позднего дриаса, согласно палеоботаническим данным, выделяется относительное потепление климата, вызвавшее сначала миграцию пионерной флоры на свободную ото льда территорию, а затем появление берёзовых редколесий. О появлении лесных сообществ свидетельствуют находки *Lycopodium complanatum*. В заключительную стадию позднего дриаса в растительном покрове юго-востока Карелии доминирующими вновь становятся травянисто-ку-

старничковые формации с ксерофитами в условиях сильного развития криогенных процессов.

Переход от позднего дриаса к раннему голоцену — **пребореальному периоду** — характеризуется более заметным, чем в аллерёде, улучшением климатических условий. В морских и континентальных разрезах Атлантики верхняя граница позднего дриаса хорошо выражена на уровне 10,3 ^{14}C тыс. л.н. (11,6 кал. тыс. л.н.). На северо-западе России, по данным изучения озёрных осадков, она проявляется на 500 лет позднее [44]. Льды отступили в сторону ледоразделов, а на северо-западной окраине — в глубь суши (см. рис. 3, D). В приледниковой зоне в Атлантическом секторе покрова подъём температуры сопровождался расселением влаголюбивых травянистых многолетников, за которыми следовали осинники, березняки и сосна. В ландшафтах появились ольха и орешник. Водная растительность обогатилась теплолюбивыми видами: *Myriophyllum verticillata*, *Scirpus lacustris*, *Typha latifolia*, *Ceratophyllum* sp. [27].

В Южной Швеции нижняя граница пребореала намечается по резкому падению количества пыльцы трав и возрастанию общего содержания древесных пород — берёзы и сосны. В оптимуме пребореала отмечено присутствие пыльцы дуба [4]. Восточнее, в Балтийском секторе покрова, перигляциальные ландшафты позднего дриаса сменились бореальными лесами на юге приледниковой зоны. Именно на территории Беларуси встречались сосновые и сосново-берёзовые леса местами с елью, примесью ольхи, орешника и редких широколиственных пород [45], хотя перигляциальная растительность не исчезла даже в оптимуме пребореала.

Ледниковый покров уже не оказывал сильного охлаждающего влияния на окружающую территорию в связи с уменьшением его мощности и размеров, в первую очередь, за счёт сокращения восточного и юго-восточного флангов и освобождения ото льда Ботнического залива. Однако в первой половине пребореала в приледниковой зоне в пределах юго-восточного континентального сектора (Карелия) ещё оставались поля мёртвого льда. Только в оптимуме пребореала здесь появились леса, близкие к современным северотаёжным [39, 46]. Пребореальный период можно рассматривать как начальный этап становления современных природных зон, когда

получили распространение сомкнутые леса с участием широколиственных пород, однако на некоторых участках ещё сохранялась перигляциальная растительность.

На северной окраине Фенноскандии, начиная с пребореала, происходила регрессия моря, продолжавшаяся до второй половины атлантического периода. Северо-западный склон Скандинавского ледникового покрова в пребореале отступил в глубь суши, освободив п-ов Варангер (Норвегия). На побережье Баренцева моря распространились вересковые пустоши и травянистые многолетники. Из семейства папоротников присутствовали обитатели горных областей. На северо-восточной окраине Фенноскандии льды полностью освободили Кольский полуостров, приблизившись вплотную к современной российско-финской границе. В низовьях рек господствовали еловые и сосновые формации, в среднем течении преобладали берёзовые редколесья с участием сосны и ели, плаунов и папоротников в наземном покрове. Берёзовые леса были приурочены только к выходам валунных суглинков.

Последующее таяние остаточных массивов льда в Финляндии завершилось 8,5 ^{14}C тыс. л.н., а во время литориновой трансгрессии (последняя стадия Балтийского озера) остались только горные ледники, существующие и сейчас.

Заключение

В послеминулинские похолодания Скандинавский ледниковый покров занимал сначала обширную горную область в пределах Скандинавского полуострова (МИС 5d), позднее он вышел на шельф Баренцевоморского Арктического бассейна. Похолодания привели к повсеместному формированию субарктических ландшафтов. К востоку степень аридизации климата увеличивалась, а в ландшафтах возрастала роль полыней и маревых. Распространение лесной растительности в раннеледниковые произошло лишь во время интерстадиалов бреруп и оддераде, когда оледенением были заняты только отдельные горные области.

Во время экспансии скандинавских льдов в стадию МИС 4 (70–60 тыс. л.н.) в северной и центральной частях Западной Европы про-

изошла деградация лесной растительности. На открытых пространствах расселилась степная растительность, широкое развитие получили многолетнемерзлые грунты.

В стадию МИС 3 во время обширной дегляциации во внутренних районах Фенноскандии большие пространства не покрывались льдами. На фоне тренда к потеплению происходило чередование тёплых и холодных фаз, сопровождавшееся кратковременными экспансиями скандинавских льдов, что приводило к перестройке растительного покрова. В приледниковой зоне лесная растительность не успевала восстановиться, но южнее в самом тёплом интервале в средней части МИС 3 появлялись широколиственные породы.

Наиболее суровые климатические условия установились в эпоху максимума последнего оледенения: 23–20 кал. тыс. л.н, когда получили большое развитие гиперзональные ландшафты с новыми типами растительности. До начала позднеледниковья дегляциация была преимущественно фронтальной с сохранением асимметрии склонов. Юго-западная окраина покрова сохраняла свои инициальные размеры более продолжительное время. В позднеледниковье в условиях быстрой смены похолоданий и потеплений и различия в темпах деградации покрова на разных его флангах состав флоры в растительном покрове

приледниковой зоны сохранялся, будучи приспособленным к резко континентальным условиям. Однако структура растительных сообществ менялась. На переходе от позднего дриаса к раннему голоцену, когда ледниковый покров не оказывал сильного охлаждающего влияния на окружающую территорию, началось становление современной широтной зональности, что отразилось в смене растительных сообществ.

Благодарности. Исследование выполнено при финансовой поддержке проекта РФФИ № 17-05-01033 А (В.В. Писарева, Н.В. Карпухина), а также программы Президиума РАН «Изучение новых глобальных и локальных факторов изменения экологических систем и биоресурсов Арктики», проект «Роль многолетней мерзлоты и оледенений в формировании экосистем арктической зоны» (А.А. Величко, М.А. Фаустова).

Acknowledgment. The reported study was funded by RFBR according to the research project № 17-05-01033 А (V.V. Pisareva, N.V. Karpukhina) and the program of the Presidium Russian Academy of Sciences «Studies of new global and local factors changes in ecosystems and biological resources of the Arctic», project «The role of permafrost and glaciations in the formation of ecosystems of the Arctic zone» (A.A. Velichko, M.A. Faustova).

Литература

1. Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет: Атлас-монография / Ред. И.П. Герасимов и А.А. Величко. М.: Наука, 1982. С. 239–251.
2. Чеботарева Н.С., Макарычева И.А. Последнее оледенение Европы и его геохронология / Ред. А.А. Величко и М.И. Нейштадт. М.: Наука, 1974. 216 с.
3. Нейштадт М.И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М.: Наука, 1957. 404 с.
4. Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977. 198 с.
5. Гричук В.П. История флоры и растительности Русской равнины в плейстоцене. М.: Наука, 1989. 183 с.
6. Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария. Поздний плейстоцен — голоцен: Атлас-монография / Отв. ред. А.А. Величко. М.: ГЕОС, 2009. 120 с.

References

1. *Paleogeografiya Evropy za poslednie sto tysyach let (Atlas-monografiya)*. Paleogeography of Europe during the last one hundred thousand years (Atlas-monograph). Moscow: Nauka, 1982: 239–251 p. [In Russian].
2. *Chebotareva N.S., Makarycheva I.A. Poslednee oledenenie Evropy i ego geohronologiya*. Last glaciation of Europe. Moscow: Nauka, 1974: 216 p. [In Russian].
3. *Neustadt M.I. Istoriya lesov i paleogeografiya SSSR v Golotsene*. History of forests and paleogeography of the USSR in the Holocene. Moscow: Nauka, 1957: 404 p. [In Russian].
4. *Khotinsky N.A. Golotsen Severnoy Evrazii*. Holocene of the North Eurasia. Moscow: Nauka, 1977: 198 p. [In Russian].
5. *Grichuk V.P. Istoriya flory i rastitel'nosti Russkoy ravniny v pleystotsene*. The history of flora and vegetation of the Russian Plain in the Pleistocene. Moscow: Nauka, 1989: 183 p. [In Russian].
6. *Paleoklimaty i paleolandshafty vnetropicheskogo prostranstva Severnogo polushariya. Pozdnyy plejstotsen — Golocen*.

7. Quaternary glaciations-extent and chronology. A closer look. Developments in Quaternary Science 15 / Eds.: J. Ehlers, P.L. Gibbard, P.D. Hughes. Amsterdam: Elsevier, 2011. 1108 p.
8. Hughes A.L.C., Gyllencreutz R., Lohne Ø.S., Mangerud J., Svendsen J.I. The last Eurasian ice sheets—a chronological database and time—slice reconstruction, DATED—1 // *Boreas*. 2015. V. 45. № 1. P. 1–45.
9. Behre K.-E. Biostratigraphy of the last glacial period in Europe // *Quaternary Science Reviews*. 1989. V. 8. № 1. P. 25–44.
10. Эволюция экосистем Европы при переходе от плейстоцена к голоцену (24–8 тыс. л.н.) / Отв. ред. А.К. Маркова и Т. ван Кольфсхотен. М.: Тов-во научных изданий КМК, 2008. 556 с.
11. Lake Status Records from the Former Soviet Union and Mongolia: Documentation of the Data base Word Data Center – A for Paleoclimatology NOAA-NGDC Program Boulder, Colorado, USA / Eds.: P.E. Tarasov, M.Ya. Pushenko, S.P. Harrison, L. Saarse, A.A. Andreev, Z.V. Aleshinskaya, N.N. Davydova, N.I. Dorofeyuk, Yu.V. Efremov, G.A. Elina, Ya.K. Elovicheva, L.V. Filimonova, V.S. Gunova, V.I. Khomutova, E.V. Kvavadze, I.Yu. Neustrueva, V.V. Pisareva, D.V. Sevastyanov, T.S. Shelekhova, D.A. Subetto, O.N. Uspenskaya, V.P. Zernitskaya. Paleoclimatology Publication Series Report. 1996. № 5. 224 p.
12. Kukla G.J., Bond G., Broecker W.S., Gavin J.E., Bender M.L., de Beaulieu J.-L., Cleveringa P., Herbert T.D., Imbrie J., Jouzel J., Keigwin L.D., McManus J.F., Knudsen K.-L., Merkt J., Muhs D.R., Müller H., Poore R.Z., Winograd I.J., Porter S.C., Seret G. Last Interglacial Climates // *Quaternary Research*. 2002. V. 58. № 1. P. 2–13.
13. Litt T., Gibbard P. Definition of a Global Stratotype Section and Point (GSSR) for the base of the Upper (Late) Pleistocene Subseries (Quaternary System/Period) // *Episodes*. 2008. V. 31. № 2. P. 260–263.
14. Молодьков А.Н., Раукас А.В., Макеев В.М., Барановская О.Ф. 1992. К ЭПР-хроностратиграфии морских отложений Северной Евразии и их корреляции с событиями плейстоцена // *Геохронология четвертичного периода*. М.: Наука. С. 41–46.
15. Helmens K.F. The Last Interglacial–Glacial cycle (MIS 5–2) re-examined based on the long proxy records from central and northern Europe // *Quaternary Science Reviews*. 2014. V. 86. P. 115–143.
16. Новенко Е.Ю. Изменения растительности и климата Центральной и Восточной Европы в позднем плейстоцене и голоцене в межледниковье и переходные этапы климатических макроциклов / Ред. О.К. Борисова. М.: ГЕОС, 2016. 228 с.
- Atlas-monografiya*. Paleoclimates and paleoenvironments of extra-tropical area of the Northern Hemisphere. Late Pleistocene – Holocene. Atlas-monograph. Moscow: GEOS. 2009: 120 p. [In Russian].
7. Quaternary Glaciations – Extent and Chronology. A Closer look. V. 15. Amsterdam, Elsevier, 2011: 1108 p.
8. Hughes A.L.C., Gyllencreutz R., Lohne Ø.S., Mangerud J., Svendsen J.I. The last Eurasian ice sheets – a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1. *Boreas*. 2015, 45 (1): 1–45.
9. Behre K.E. Biostratigraphy of the last glacial period in Europe. *Quaternary Science Reviews*. 1989, 8 (1): 25–44.
10. Evolution of European ecosystems during Pleistocene–Holocene transition (24– kyr BP). Moscow: KMK Scientific Press, 2008: 556 p.
11. Lake Status Records from the Former Soviet Union and Mongolia: Documentation of the Data base Word Data Center – A for Paleoclimatology NOAA-NGDC Program Boulder, Colorado, USA, Paleoclimatology Publication Series Report No. 5. 1996: 224 p.
12. Kukla G.J., Bond G., Broecker W.S., Gavin J.E., Bender M.L., de Beaulieu J.-L., Cleveringa P., Herbert T.D., Imbrie J., Jouzel J., Keigwin L.D., McManus J.F., Knudsen K.-L., Merkt J., Muhs D.R., Müller H., Poore R.Z., Winograd I.J., Porter S.C., Seret G. Last Interglacial Climates. *Quaternary Research*. 2002, 58 (1): 2–13.
13. Litt T., Gibbard P. Definition of a Global Stratotype Section and Point (GSSR) for the base of the Upper (Late) Pleistocene Subseries (Quaternary System/Period). *Episodes*. 2008, 31 (2): 260–263.
14. Molod'kov A., Raukas A., Makeev V.M., Baranovskaya O.F. On ESR-chronostratigraphy of the Northern Eurasia marine deposits and their correlation with the Pleistocene events. *Geokhronologiya chetvertichnogo perioda*. Geochronology of the Quaternary Period. Moscow: Nauka, 1992: 41–46. [In Russian].
15. Helmens K.F. The Last Interglacial–Glacial cycle (MIS 5–2) re-examined based on the long proxy records from central and northern Europe. *Quaternary Science Reviews*. 2014, 86: 115–143.
16. Novenko E.Yu. *Izmeneniya rastitel'nosti i klimata Tsentral'noy i Vostochnoy Evropy v pozdnem pleystotsene i golotsene v mezhlednikov'e i perekhodnye etapy klimaticheskikh makrotsiklov*. Vegetation and climate changes in Central and Eastern Europe in the late Pleistocene and Holocene interglacial climatic and transitional stages macrocycles. Ed. O.K. Borisova. Moscow: GEOS, 2016: 228 p. [In Russian].
17. Bauman K.-H., Lackschwitz K.S., Mangerud J., Spielhagen R.F., Wolf-Welling T.C.W., Heinrich R. Scandinavian Ice Sheet Fluctuations in Norwegian Sea Sediments during the 150,000 years. *Quaternary Research*. 1995, 43 (2): 185–197.
18. Glaznev V.N., Kukkonen I.T., Raevskiy A.B., Yokinen Ya. New data on thermal flow in the central part of the Kola

17. Bauman K.-H., Lackschwitz K.S., Mangerud J., Spielhagen R.F., Wolf-Welling T.C.W., Heinrich R. Reflection of Scandinavian Ice Sheet fluctuations in Norwegian Sea sediments during the 150,000 years // *Quaternary Research*. 1995. V. 43. № 2. P. 185–197.
18. Глазнев В.Н., Кукконен И.Т., Раевский А.Б., Ёкин Я. Новые данные о тепловом потоке в центральной части Кольского п-ова // *ДАН*. 2004. Т. 396. № 1. С. 102–104.
19. Евзеров В.Я. Позднеплейстоценовые и голоценовые оледенения в районе Ловозерских тундр на Кольском полуострове // *Изв. РГО*. 2010. Т. 142. Вып. 4. С. 65–80.
20. Andersen S.T. Vegetation and its Environment in Denmark in the Early Weichselian (Last Glacial) // *Danmarks geologiske undersøgelse*. 1961. V. 2. № 75. P. 1–175.
21. Комар М.С. Палинофлора как индикатор палеогеографических условий на территории Польши в позднем плейстоцене // *Соврем. проблемы палеофлористики*: Вып. 1. М.: ГЕОС, 2005. С. 173–177.
22. Кондратене О.П. Стратиграфия и палеогеография квартера Литвы по палеоботаническим данным. Вильнюс: Academia, 1996. 216 с.
23. Величко А.А., Морозова Т.Д., Писарева В.В., Фаустова М.А. Хроностратиграфические подразделения четвертичной системы по материалам исследования ледниковых и перигляциальных областей Восточно-Европейской равнины // *Материалы Всерос. конф. «Общая стратиграфическая шкала России: состояние и перспективы обустройства»* (Москва, 23–25 мая 2013) / Отв. ред. М.А. Федонкин. М.: изд. Геологич. ин-та РАН, 2013. С. 379–381.
24. Павлидис Ю.А., Богданов Ю.А., Левченко О.В., Мурдмаа И.О. Новые данные о природной обстановке в Баренцевом море в конце валдайского ледниковья // *Океанология*. 2005. Т. 45. № 1. С. 92–106.
25. Величко А.А., Фаустова М.А., Кононов Ю.М. Геохронология, распространение и объем оледенения Земли в последний ледниковый максимум в свете новых данных // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2000. Т. 8. № 1. С. 3–16.
26. Долуханов П.М., Вигдорчик М.Е., Знаменская О.М., Саммет Э.Ю. Локальные различия в развитии растительности Северной Европы в позднее- и послеледниковое время и проблема датировки археологических культур // *Baltica*. 1967. № 3. С. 251–271.
27. Iversen J. The late glacial flora of Denmark and inter-relation to climate and soil // *Danmarks Peninsula. Doklady Akademii Nauk*. Proc. of the Academy of Sciences. 2004, 396 (1): 102–104.
19. Evzerov V.Ya. Late Pleistocene and Holocene glaciations near Lovozero tundra on the Kola Peninsula. *Izvestiya Russkogo geograficheskogo obshchestva*. Proc. of the Russian Geographical Society. 2010, 142 (4): 65–80. [In Russian].
20. Andersen S.T. Vegetation and its Environment in Denmark in the Early Weichselian (Last Glacial). *Danmarks geologiske undersøgelse*. Copenhagen. 1961, 2 (75): 1–175.
21. Komar M.S. Palynofloras are an indicator of paleogeographic conditions in Poland in the late Pleistocene. *Sovremennye problemy paleofloristiki, paleofitogeografii i fitostratigrafii: trudy mezhdunarodnoy paleobotan. konf.* Modern problems of paleofloristic. Issue 1.. Moscow: GEOS, 2005: 173–177. [In Russian].
22. Kondratene O. *Stratigrafiya i paleogeografiya kvartera Litvy po paleobotanicheskim dannym*. Stratigraphy and Paleogeography of Quaternary in Lithuania. Vilnius: Academia, 1996: 216 p. [In Russian].
23. Velichko A.A., Morozova T.D., Pisareva V.V., Faustova M.A. Chronostratigraphic subdivision of the Quaternary based on studies of glacial and periglacial regions of the East European Plain. *Obshhaya stratigraficheskaya shkala Rossii: sostoyanie i perspektivy obustroystva*. General stratigraphic scale of Russia: current state and ways of perfection. Proc. of the all-Russian conference (Moscow, May 23–25, 2013). Moscow: GIN RAS, 2013: 379–381. [In Russian].
24. Pavlidis Y.A., Bogdanov Y.A., Levchenko O.V., Murdmaa I.O., Tarasov G.A. New data on the natural environment of the Barents Sea at the end of the Valdai Glaciation. *Okeanologiya*. 2005, 45 (1): 92–106.
25. Velichko A.A., Faustova M.A., Kononov Yu.M. Geochronology, distribution and volume of the Earth glaciation in the last glacial maximum in the light of new data. *Stratigrafiya. Geologicheskaya korrelyatsiya*. Stratigraphy. Geological Correlation. 2000, 8 (1): 3–16. [In Russian].
26. Dolukhanov P.M., Vigdorichik M.E., Znamenskaya O.M., Sammet E.Yu. Local differences in vegetation Evolution of Northern Europe and the problem of dating of Stone Age cultures. *Baltica*. 1967, 3: 251–271. [In Russian].
27. Iversen J. The Late glacial flora of Denmark and inter-relation to climate and soil. *Danmarks geologiske undersøgelse*. 2. Raekke. 1954, 80: 87–119.
28. Bennike O., Sarmaja-Korjonen, Seppanen A. Reinvestigation of the classic Late-glacial Bolling So sequence, Denmark: chronology, macrofossils, Cladocera and chydorid ephippia. *Journ. of Quaternary Science*. 2004, 19 (5): 465–478.
29. Lavrova N.B. Development of the vegetation in the basin of Lake Onega in the course of degradation of the last glaciation. *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii*. Geology and useful minerals of Karelia. 2005, 8: 143–148. [In Russian].

- geologiske undersøgelse. 2. Raekke. 1954. № 80. P. 87–119.
28. Bennike O., Sarmaja-Korjonen, Seppanen A. Rein-vestigation of the classic Late-glacial Bolling So sequence, Denmark: chronology, macrofossils, Cladocera and chydorid ephippia // Journ. of Quaternary Science. 2004. V. 19. № 5. P. 465–478.
 29. Лаврова Н.Б. Развитие растительности бассейна Онежского озера в ходе деградации последнего оледенения // Геология и полезные ископаемые Карелии: Вып. 8. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. С. 143–148.
 30. Кабайлене М.В. Некоторые вопросы стратиграфии и палеогеографии голоцена юго-восточной Литвы // Стратиграфия четвертичных отложений и палеогеография антропогена юго-восточной Литвы: Вып. II. Вильнюс: Минтис, 1965. С. 302–335.
 31. Малясова Е.С., Спиридонова Е.А. Новые данные по стратиграфии и палеогеографии Карельского перешейка // Baltica. 1967. Вып. II. С. 115–125.
 32. Демидов И.Н. Деградация поздневалдайского оледенения в бассейне Онежского озера // Геология и полезные ископаемые Карелии: Вып. 8. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. С. 134–142.
 33. Wohlfarth B., Bennike O., Brunnberg L., Demidov I., Possnert G., Vyahirev S. AMS ¹⁴C measurements and makrofossil analyses of varved sequence near Pudozh, eastern Karelia // Boreas. 1999. V. 29. P. 575–586.
 34. Малясова Е.С. Палинология донных осадков Белого моря и ее стратиграфическое значение // Палинология голоцена. М.: Наука, 1971. С. 74–90.
 35. Пиррус Р.О. О результатах количественного видового анализа пыльцы и спор при изучении позднеледниковых отложений на примере разреза Визусты (Южная Эстония) // Палинологические исследования в Прибалтике. Рига: Зинатне, 1971. С. 127–133.
 36. История плейстоценовых озер Восточно-Европейской равнины / Ред. В.И. Хомутова, Н.Н. Давыдова, А.В. Раукас, А.Ф. Трешников. СПб.: Наука, 1998. 404 с.
 37. Краснов И.И., Арсланов Х.А., Казарцева Т.И., Тертычная Т.В., Чернов С.Б., Плешивцева Э.С. Опорный разрез верхнеплейстоценовых отложений в Приневской низменности в карьере Келколово // Региональная геология и металлогения. 1995. № 4. С. 88–99.
 38. Лаврова Н.Б. Некоторые особенности состава спорово-пыльцевых спектров позднеледниковых отложений Олонецкого плато // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2006. № 9. С. 183–188.
 39. Филимонова Л.В. История растительности в позднеледниковье и голоцене на территории
 30. Kabaylienė M.V. Some problems of Holocene stratigraphy and palaeogeography in south-east Lithuania. *Stratigrafiya chetvertichnykh otlozheniy i paleogeografiya antropogena yugo-vostochnoy Litvy. Trudy Instituta Geologii*. The stratigraphy of Quaternary sediments and Quaternary paleogeography southeastern Lithuania. Proc. of the Institute of Geology, 2. Vilnius, 1965: 302–335. [In Russian].
 31. Malyasova E.S., Spiridonova E.A. New data on the stratigraphy and paleogeography of Karelian Isthmus in the Holocene. *Baltica*, 1967, II: 115–125. [In Russian].
 32. Demidov I.N. Degradation of the Late Valdai Glaciation in Onega Lake basin. *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii*. Geology and useful minerals of Karelia. Issue 8. Petrozavodsk: Karelian Research Centre of RAS, 2005: 134–142. [In Russian].
 33. Wohlfarth B., Bennike O., Brunnberg L., Demidov I., Possnert G., Vyahirev S. AMS ¹⁴C measurements and makrofossil analyses of varved sequence near Pudozh, eastern Karelia. *Boreas*. 1999, 29: 575–586.
 34. Malyasova E.S. Palynology of the bottom sediments of the White Sea and its stratigraphic significance. *Palinologiya Golotsena*. Palynology of Holocene. Moscow: Nauka, 1971: 74–90. [In Russian].
 35. Pirrus R.O. On results of spore-and-pollen quantitative analysis of plant species when investigating Late-Glacial deposits, cross-section Vizusti in the Southern Estonia as an example. *Palinologicheskie issledovaniya v Pribaltike*. Palynological Researches in the Baltic Soviet Republics. Riga: Zinatne, 1971: 127–132. [In Russian].
 36. *Istoriya pleistotsenovykh ozer Vostochno-Evropeyskoy ravniny*. The history of Pleistocene lakes at the East European plain. St. Petersburg: Nauka, 1998: 404 p. [In Russian].
 37. Krasnov I.I., Arslanov Kh.A., Kazantseva T.I., Tertychnaya T.V., Chernov S.B., Pleshivtseva E.S. The sequence of the Upper Pleistocene deposits in the Neva Lowland in Kelkolovo career. *Regional'naya geologiya i metallogeniya*. Regional geology and metallogeny. 1995, 4: 88–99. [In Russian].
 38. Lavrova N.B. Some features of the composition of the spore-pollen spectra in the Late Glacial deposits of Olonets Plateau. *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii*. Geology and useful minerals of Karelia. Petrozavodsk: Karelian Research Centre of RAS. 2006, 9: 183–188. [In Russian].
 39. Filimonova L.V. Vegetation history in the «Tolvajarvi» nature reserve in the Late glacial and Holocene. *Trudy Karel'skogo nauchnogo tsentra RAN*. Proc. of the Karelian Research Centre of RAS. Petrozavodsk, 2014, 2: 3–13. [In Russian].
 40. Snyder J.A., MacDonald G.M., Forman S.L., Tarasov P.E., Mode W.N. Postglacial climate and vegetation history, north-central Kola peninsula, Russia: pollen and diatom records from Lake Yarnishnoe-3. *Boreas*. 2000, 29: 261–271.

- заказника «Толвоярви» (Карелия) // Тр. Карельского науч. центра РАН. 2014. № 2. С. 3–13.
40. Snyder J.A., MacDonald G.M., Forman S.L., Tarasov P.E., Mode W.N. Postglacial climate and vegetation history, north-central Kola peninsula, Russia: pollen and diatom records from Lake Yarnishnoe-3 // *Boreas*. 2000. V. 29. P. 261–271.
 41. Litt T., Brauer A., Goslar T., Merkt J., Balaga K., Müller H.-J., Ralska-Jasiewiczowa M., Stebich M., Negendank J.F. Correlation and synchronisation of Lateglacial continental sequences in northern central Europe based on annually laminated lacustrine sediments // *Quaternary Science Reviews*. 2001. V. 20. P. 1233–1249.
 42. Бартош Т.Д. Геология и ресурсы пресноводных известковых отложений голоцена. Средняя полоса Европейской части СССР. Рига: Зинатне, 1976. 258 с.
 43. Velichko A.A., Catto N., Klimanov V.A., Drenova A.N., Nechaev V. Climatic changes in East Europe and Siberia at the late glacial Holocene transition // *Quaternary International*. 2002. V. 91. P. 75–99.
 44. Субетто Д.А., Давыдова Н.Н., Сапелко Т.В., Вольфарт Б., Вастегорд С., Кузнецов Д.Д. Климат северо-запада России на рубеже плейстоцена и голоцена // *Изв. РАН. Сер. геогр.* 2003. № 5. С. 1–12.
 45. Еловичева Я.К. Палинология позднеледниковья и голоцена Белоруссии. Минск: Навука і техника, 1993. 94 с.
 46. Елина Г.А., Лукашов А.Д., Юрковская Т.К. Позднеледниковье и голоцен восточной Фенноскандии (палеорастиельность и палеогеография). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2000. 240 с.
 47. Плевшвецова Э.С. Палинологическое обоснование стратиграфического расчленения отложений верхнего плейстоцена и голоцена Северо-Двинской впадины: Дис. на соиск. уч. степ. канд. геол.-минер. наук. Л.: ЛГУ, 1971. 22 с.
 48. История озёр Восточно-Европейской равнины. СПб.: Наука, 1992. 262 с.
 49. Величко А.А., Кременецкий К.В., Негеданк И., Минграм И., Борисова О.К., Грибченко Ю.Н., Зеликсон Э.М., Климанов В.А., Новенко Ю.Н., Пирумова Л.Г., Писарева В.В., Разумовский Л.В., Тимирева С.Н. Позднечетвертичная история окружающей среды северо-восточной области Европы (Костромское Заволжье) по данным комплексного изучения осадков Галичского озера // *Изв. РАН. Сер. геогр.* 2001. № 3. С. 42–54.
 50. Санько А.Ф. Неоплейстоцен северо-восточной Белоруссии и смежных районов РСФСР / Ред. А.В. Матвеев. Минск: Наука и техника, 1987. 177 с.
 41. Litt T., Brauer A., Goslar T., Merkt J., Balaga K., Müller H.-J., Ralska-Jasiewiczowa M., Stebich M., Negendank J.F. Correlation and synchronisation of Late glacial continental sequences in northern central Europe based on annually laminated lacustrine sediments. *Quaternary Science Reviews*. 2001, 20: 1233–1249.
 42. Bartosh T.D. *Geologiya i resursy presnovodnykh izvestkovykh otlozheniy golotsena. Srednyaya polosya Evropeyskoy chasti SSSR*. Geology and resources of Holocene freshwater calcareous deposits: middle zone of the European part of the USSR. Riga: Zinatne, 1976: 258 p. [In Russian].
 43. Velichko A.A., Catto N., Klimanov V.A., Drenova A.N., Nechaev V. Climatic changes in East Europe and Siberia at the late glacial Holocene transition. *Quaternary International*. 2002, 91: 75–99.
 44. Subetto D.A., Davydova N.N., Sapelko T.V., Wohlfarth B., Wastegard S., Kuznetsov D.D. Climate of North-West Russia during the Pleistocene – Holocene Transition. *Izvestiya Ross. Akad. Nauk, Seriya Geogr. Proc. of the RAS, Geographical Series*. 2003: 5, 1–12. [In Russian].
 45. Yelovicheva Ya.K. *Palinologiya Pozdnelednikovyya i Golotsena Belorussii*. Palynology of Late Glacial and Holocene of Belarus. Minsk: Science and Technique, 1993: 94 p. [In Russian].
 46. Elina G.A., Lukashov A.D., Yurkovskaya T.K. *Pozdnelednikov'e i golotcen vostochnoy Fennoskandii (paleorastitelnost' i paleogeografiya)*. The Late Glacial time and Holocene of the east of the Fennoscandia (Paleovegetation and paleogeography). Petrozavodsk: Karelian Research Centre of RAS, 2000: 240 p. [In Russian].
 47. Pleshivtseva E.S. *Palinologicheskoe obosnovanie stratigraficheskogo raschleneniya otlozheniy verkhnego pleystotsena i golotsena Severo-Dvinskoy vpadiny*. Palynological study of the stratigraphic subdivision of deposits of the upper Pleistocene and Holocene in the North-Dvina depression. PhD thesis. Leningrad State University, 1971: 22 p. [In Russian].
 48. *Istoriya ozer Vostochno-Evropeyskoy ravniny*. The History of Lakes of the East European Plain. St. Petersburg: Nauka, 1992: 262 p. [In Russian].
 49. Velichko A.A., Kremenetskiy K.V., Negedank I., Mingram I., Borisova O.K., Gribchenko Yu.N., Zelikson E.M., Klimanov V.A., Novenko Yu.N., Pirumova L.G., Pisareva V.V., Razumovskiy L.V., Timireva S.N. *Pozdnechetvertichnaya istoriya okruzhayushchey sredy severo-vostochnoy oblasti Evropy (Kostromskoe Zavolzhe) po dannym kompleksnogo izucheniya osadkov Galichskogo ozera*. Late Quaternary paleogeography of the North-East of Europe based on the complex study of the Galich Lake sediments. *Izvestiya Ross. Akad. Nauk, Seriya Geogr. Proc. of the RAS, Geographical Series*. 2001, 3: 42–54. [In Russian].
 50. Sanko A.F. *Neopleistotsen severo-vostochnoy Belorussii i smezhnykh rayonov RSFSR*. Neopleistocene of the

51. Paus A. Late Weichselian vegetation, climate, and floral migration at Sandvikvatn, North Rogaland, southwestern Norway // *Boreas*. 1988. V. 17. P. 113–139.
52. Шарапова А.Ю. Верхний плейстоцен и голоцен Северной Фенноскандии и Баренцева моря (стратиграфия, абсолютная хронология, палеогеография): Автореф. дис. на соиск. уч. степ. д-ра геол.-мин. наук. СПб.: СПбГУ, 2005. 32 с.
53. Corner G.D., Kolka V.V., Evzerov V.Y., Möller J.J. Postglacial relative sea-level change and stratigraphy of raised coastal basins on Kola Peninsula, north-west Russia // *Global and Planetary Change*. 2001. V. 31. P. 155–177.
54. Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I., Demidov I., Dowdeswell J.A., Funder S., Gataulin V., Henriksen M., Hjort Ch., Houmark-Nielsen M., Hubberten H.W., Ingylfsson Y., Jakobsson M., Kjær K.H., Larsen E., Lokrantz H., Lunkka J.P., Lyså A., Mangerud J., Matiouchkov A., Murray A., Möller P., Niessen F., Nikolskaya O., Polyak L., Saarnisto M., Siegert Ch., Siegert M., Spielhagen R., Stein R. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // *Quaternary Science Reviews*. 2004. V. 23. P. 1229–1271.
- North-eastern Belarus and Adjacent Region of the Russia. Minsk: Nauka i Tekhnika, 1987: 177 p. [In Russian].
51. Paus A. Late Weichselian vegetation, climate, and floral migration at Sandvikvatn, North Rogaland, southwestern Norway. *Boreas*. 1988, 17: 113–139.
52. Sharapova A.Yu. *Verkhniy pleystotsen i golotsen Severnoy Fennoskandii i Barentseva morya (stratigrafiya, absolyutnaya khronologiya, paleogeografiya)*. The upper Pleistocene and Holocene of the North Fennoscandia and the Barents Sea. PhD Thesis. St. Petersburg State University, 2005: 32 p. [In Russian].
53. Corner G.D., Kolka V.V., Evzerov V.Y., Möller J.J. Postglacial relative sea-level change and stratigraphy of raised coastal basins on Kola Peninsula, north-west Russia. *Global and Planetary Change*. 2001, 31: 155–177.
54. Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I., Demidov I., Dowdeswell J.A., Funder S., Gataulin V., Henriksen M., Hjort Ch., Houmark-Nielsen M., Hubberten H.W., Ingylfsson Y., Jakobsson M., Kjær K.H., Larsen E., Lokrantz H., Lunkka J.P., Lyså A., Mangerud J., Matiouchkov A., Murray A., Möller P., Niessen F., Nikolskaya O., Polyak L., Saarnisto M., Siegert Ch., Siegert M., Spielhagen R., Stein R. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. *Quaternary Science Reviews*. 2004, 23: 1229–1271.

Прикладные проблемы

УДК 502.6

doi: 10.15356/2076-6734-2017-3-417-426

Фенольные соединения в скважине 5Г на станции Восток после вскрытия подледникового озера

© 2017 г. И.А. Алехина^{1*}, А.Л. Москвин², А.А. Екайкин^{1,2}, В.Я. Липенков¹¹Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия;²Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

*alekhina@aari.ru

Phenol compounds in the borehole 5G, Vostok station, after the unlocking of the subglacial lake

I.A. Alekhina^{1*}, A.L. Moskvina², A.A. Ekaykin^{1,2}, V.Ya. Lipenkov¹¹Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia; ²St. Petersburg State University, Saint-Petersburg, Russia

*alekhina@aari.ru

Received February 5, 2017

Accepted April 7, 2017

Keywords: *Antarctica, drilling fluid, freezing, hydrocarbons, SALE, secondary ice core.*

Summary

The main results after the first unlocking into the subglacial Lake Vostok were as follows: the Lake had been opened and not polluted; the water pressure within the lake was not balanced by a column of the drilling liquid that resulted in unplanned rise of water in the borehole up to 340 m. The main problem during the drilling in the lake ice was to prevent a pollution of water by the drilling fluid, which filled the borehole, and thus, to avoid a compression of the fluid which could be the main source of chemical and biological pollution of not only the Lake itself, but also the Lake water samples and ice cores. The article presents results of analysis of causes for the occurrence of phenolic compounds in the central channel in the core of secondary ice, being formed by the lake water that rose into the well after the first penetration (the range of depths was 3426–3450 m). It was found that the process, running within the borehole during the drilling, can be described as the fractionation of phenolic compounds, being contained in the filling liquid, to the water phase with its subsequent freezing. We have developed methods for the determination of concentrations of phenolic compounds in the original aviation kerosene and Freon HCFC-141b: 6. mg·l⁻¹ and 0.032 mg·l⁻¹, respectively. To analyze the composition of phenolic compounds in the extract of real filling liquid, located at the bottom of the borehole, the method of gas chromatography-mass spectrometry (GC-MS) was used. The corresponding peaks were quite well resolved and identified as phenol and its derivatives. The main components of the extract were phenol (20%), 2,5-dimethyl phenol (23,8%), 2,4,6-trimethylphenol, and other congeners of phenol. In our case, the Lake Vostok was not polluted during both, the first and second penetrations, however, the problem of human impact on these pristine and unique subglacial reservoirs remains extremely relevant. This impact includes not only direct water pollution of the lake by the drilling fluid, but also possible changes in organic components of the liquid when contacting with the lake water under natural conditions of a deep well. Our data have demonstrated that using of such complex organic liquids, like aviation kerosene formerly used in many drilling projects, is undesirable when exploring deep Antarctic subglacial lakes. Thus, we come to the conclusion that the drilling fluid, currently used at the Vostok station (in the Vostok borehole), has to be replaced by another more inert fluid that would allow further research and exploration of the Lake Vostok.

Citation: Alekhina I.A., Moskvina A.L., Ekaykin A.A., Lipenkov V.Ya. Phenol compounds in the borehole 5G, Vostok station, after the unlocking of the subglacial lake. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2017. 57 (3): 417–426. [In Russian]. Doi: 10.15356/2076-6734-2017-3-417-426

Поступила 5 февраля 2017 г.

Принята к печати 7 апреля 2017 г.

Ключевые слова: *Антарктида, вторичный лёд, заливочная жидкость, ледяные керны, углеводороды.*

Рассмотрены причины появления фенольных соединений в центральном канале керна вторичного льда, образованного озёрной водой, поступившей в скважину при вскрытии озера Восток. Выяснено, что это – процесс фракционирования фенольных соединений, изначально присутствующих в заливочной жидкости, в водную фазу с её последующим замерзанием. Определён состав фенолов в заливочной жидкости на дне скважины. Сделан вывод, что используемую ныне заливочную жидкость следует заменить на другую, более инертную жидкость, которая не будет реагировать с подледниковой водой и позволит корректно проводить дальнейшие исследования озера Восток.

Введение

Изучение подледниковых антарктических озёр — один из приоритетов, который Научный комитет по изучению Антарктики (SCAR) определил перед научным сообществом на ближайшие 20 лет [1]. В настоящее время к важнейшей и первоочередной логистико-инженерной задаче при планировании исследований подледниковых озёр относится разработка технологий чистого доступа к водоёмам, отбора проб воды и проведения прямых измерений характеристик водной толщи [2].

Первое успешное проникновение в антарктический подледниковый водоём с отбором проб выполнено в 2012 г. с помощью технологии бурения горячей водой в рамках американского проекта WISSARD (озеро Вилланс, Whillans). Отбор чистых образцов из оз. Вилланс и их изучение подтвердили протекание активных биогеохимических процессов подо льдом [3]. Однако оз. Вилланс характеризуется постоянной гидрологической активностью и совсем небольшой толщиной водного слоя — не более 1,5 м на момент проникновения [4]. Именно этим оно кардинально отличается от пока не достижимых глубоких подледниковых озёр Восток и Элсуорт, которые представляют собой объекты исследований соответственно российского и британского проектов [2].

Озеро Восток благодаря своим размерам, глубине и возрасту, безусловно, наиболее загадочный и привлекательный для всестороннего исследования подледниковый водоём [5–7]. Российский проект бурения на станции Восток в качестве доступа к озеру использует имеющуюся глубокую скважину 5Г, которая для компенсации горного давления заполнена заливочной (буровой) жидкостью на основе смеси керосина и фреона [8]. Технология, предложенная для первого вскрытия оз. Восток, была достаточно проста и направлена на минимизацию риска загрязнения озера. В основе её лежала создаваемая разница давления между столбом заливочной жидкости в скважине и водой в озере, в результате в момент вскрытия озёрная вода под давлением поступает в скважину. Образцы замёрзшей в скважине озёрной воды было предложено получать повторным бурением [9].

Первое вскрытие оз. Восток состоялось 6 февраля 2012 г. через скважину доступа 5Г-2 на глубине 3769,3 м. Задачи вскрытия озера — отбор проб воды для биологических и геохимических

анализов, а также получение данных для уточнения изотопного, газового и гидрологического режима водоёма. Главной проблемой во время вскрытия было предотвращение попадания в озеро заливочной жидкости, которая представляет собой основной источник химического и биологического загрязнения керна льда и проб озёрной воды [10, 11]. Озёрная вода вошла в скважину под давлением около 400 кПа, что полностью исключило попадание заливочной жидкости из скважины в озеро. Однако из-за большой разницы в давлении вода поднялась на 340 м, что не отвечало первоначальному плану [12].

Первые образцы замёрзшей в скважине озёрной воды (вторичный лёд) были получены спустя год после вскрытия повторным бурением в интервале горизонтов 3415–3543 м. Проведён комплексный анализ состава наиболее репрезентативных образцов вторичного льда, отобранных на разных глубинах. Изучены также пробы заливочной жидкости, отобранные из скважины 5Г-2 перед вскрытием озера. Результаты анализа показали, что во всех пробах замёрзшей озёрной воды содержатся включения заливочной жидкости, что не позволяет получить достоверные данные о реальном составе воды озера. Так, в наиболее чистом образце замёрзшей воды (горизонт 3450 м) общее содержание органических компонентов составило 16,7 мг/л, что свидетельствует о значительном его загрязнении буровой жидкостью [13].

На протяжении многих лет для заливки в скважине 5Г использовали разные типы авиационного керосина (ТС-1, JET-A, JP-8) и фреонов (в частности, 1,1-дихлоро-1-флуорэтан или HCFC-141b) в качестве утяжелителя. Состав заливочной жидкости неоднороден по стволу скважины, так как зависит от распределения фреона по глубине. В работе [13] дан подробный анализ состава заливочной жидкости, отобранной непосредственно со дна скважины перед первым вскрытием озера. Основу жидкости составляли различные алифатические (45%), ароматические (28%) и нафтеновые (23%) углеводороды и фреон (3,2%). При детальном анализе ароматических соединений выявлены главным образом производные бензола и нафталина. Фенольные соединения обнаружены не были [13].

При отборе вторичного льда образец с глубины 3436 м ещё на станции Восток привлек внимание гляциологов характерным сильным запахом «гуаши». Образец имел узкий центральный канал

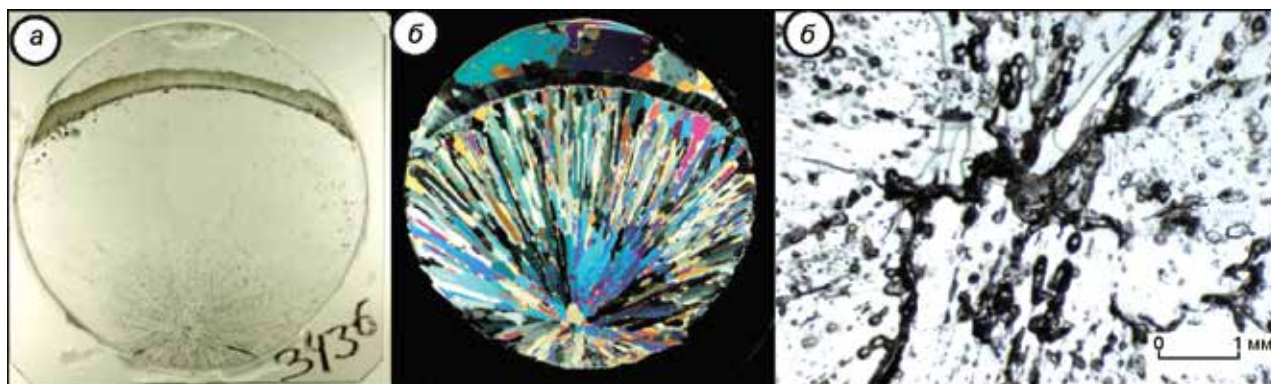


Рис. 1. Образец замёрзшей в скважине озёрной воды с центральным каналом:

a — поперечный срез керна в естественном свете; *б* — поперечный срез керна в поляризованном свете; *в* — микрофотография центрального канала с видимыми включениями заливочной жидкости и газов

Fig. 1. The sample of the frozen lake water ice with its central channel:

a — cross-section cut under natural light; *б* — cross-section cut under polarized light; *в* — microphotograph of the central channel with visible inclusions of gases and the drilling fluid

диаметром 2–3 мм, который, по-видимому, содержал некоторую незамёрзшую жидкость (рис. 1, *a*, *б*). Анализ органических компонентов центральной части керна показал, что их состав отличен от состава органических соединений в периферийной части керна вторичного льда. В центральной части обнаружены только 1,1-дихлор-1-флуорэтан и довольно большое количество (до тридцати) различных производных фенола, так называемых фенольных конгенов [13]. Все остальные органические компоненты, присутствующие в исходном керосине, в центральном канале образца отсутствовали. Таким образом, изменения в составе органических компонентов заливочной жидкости заключались в замещении многочисленных органических соединений моноатомными фенолами. Напомним, что фенол, также известный как карболовая кислота, относится к ароматическому соединению, в котором гидроксильная группа связана с атомами углерода ароматического кольца.

Цель данной работы — выяснение причин появления новых органических компонентов, отличных от компонентов заливочной жидкости, в центральном канале керна замёрзшей озёрной воды на примере образца с глубины 3436 м.

Методы исследования

Центральная часть образца с глубины 3436 м, имевшего диаметр 135 мм (см. рис. 1, *a*, *б*) и отличавшегося сильно выраженным запахом

«гуаши», была вырезана на станции Восток продольно из ледяного керна при помощи ленточной пилы. Размеры вырезанного участка — 20×20×150 мм, масса — 300 г. Образец доставлен из Антарктиды в Лабораторию изменений климата и окружающей среды в 50-миллиметровой пробирке Corning (PET) при температуре –20 °С. Общие химические анализы проведены на базе Всероссийского научно-исследовательского института метрологии имени Д.И. Менделеева (ВНИИМ, Санкт-Петербург) с использованием газового хроматографа GC-MS Agilent 6890N с масс-селективным детектором Agilent 5973N (Agilent Technologies) для анализа общего органического состава (метод ГХ-МС) и газового хроматографа с пламенно-ионизационным детектором «Кристалл 2000М» (Хроматэк) для определения ароматических углеводородов. Возможности ресурсного центра СПбГУ «Методы анализа состава вещества» использованы при изучении фенольных соединений. Для отработки методов экстракции и концентрирования фенольных соединений исследованы исходные авиационный керосин и фреон, хранящиеся на станции Восток, которые были доставлены из Антарктиды вместе с образцами льда.

Для экстракции фенольных соединений из органических жидкостей и их концентрации разработана методика с использованием 0,1 М раствора гидроксида калия (КОН). 50 мл образца (керосина или фреона) обрабатывали 5 мл 0,1 М раствора КОН с целью экстракции фенола до

повышения концентрации его в 10 раз. Водную фазу анализировали на жидкостном хроматографе Shimadzu Prominence с флуориметрическим детектором в следующих условиях (элюент А — 0,1%-я уксусная кислота в воде, элюент В — метанол): 50% элюента В в элюенте А в течение 12 мин.; в последующие 8 мин. экстракции идёт постепенное изменение концентрации элюента В в элюенте А с 50% до конечной концентрации 90%, т.е. происходит постепенная замена элюента. Длина волны возбуждения — 270 нм, длина волны эмиссии — 298 нм, объём вводимого образца 20 мкл. Образец экстракта фреона измеряли без разбавления (анализируемый раствор был в 10 раз концентрированнее исходного); образец экстракта керосина разбавлялся в 100 раз (анализируемый раствор разбавлялся в 10 раз по сравнению с исходным).

Эффективность экстракции проверена с помощью приготовленных растворов фенола в гептаново-толуольной смеси с концентрациями 40 и 16 мкг/л. Для сравнения использовали приготовленные водные растворы фенола с концентрациями 400 и 160 мг/л соответственно. Для количественной оценки содержания фенола в образцах построена калибровочная кривая с применением модельных рядов. Модельные образцы представляли собой «имитацию» керосина и содержали смесь гептана с толуолом в соотношении 9:1. В таких смесях растворяли известное количество фенола для получения растворов с его концентрациями 8, 16, 40 и 100 мкг/л. Затем 50 мл таких модельных растворов экстрагировали с помощью 5 мл 0,1 М раствора КОН. Анализ водной фазы экстрактов и оценку общего содержания фенольных соединений выполняли с помощью высокоэффективного жидкостного хроматографа LC-20 «Prominence» с флуоресцентным детектором RF-20 A (Shimadzu).

Состав фенольных соединений в заливочной жидкости, взятой со дна скважины, определялся с помощью хромато-масс-спектрометра GCMS-QP2010SE (Shimadzu), оснащённого детектором ПФД и приставкой для прямого ввода. Для анализа 50 мл заливочной жидкости обрабатывали 5 мл 0,1 н раствора КОН. Отбирали полученную водную фазу, затем 1 мл этого раствора подкисляли концентрированной соляной кислотой до $\text{pH} < 1$ и экстрагировали полученные фенолы с помощью

1 мл гептана. Затем проводили хромато-масс-спектрометрический анализ гептанового экстракта; объём вводимой в хроматограф пробы — 1 мкл. Для идентификации соединений использовали NIST стандарты (National Institute of Standards and Technology, Национальный институт стандартов и технологий, Гейтерсберг, США).

Результаты и обсуждение

Определение фенольных соединений в исходной заливочной жидкости. Как уже отмечалось, при выполненной раньше общей оценке состава ароматических компонентов в заливочной жидкости не установлено наличие фенольных соединений [13]. Для уточнения этих данных мы разработали метод извлечения фенольных соединений из керосина и фреона. Наилучший экстрагент среди проверенных щелочных растворов — 0,1 М КОН. Эффективность экстракции проверена на модельных растворах фенола. Показано, что полнота данного метода реэкстракции составляет более 99,67%. Используя данный метод экстракции и калибровочную кривую, удалось показать наличие фенольных соединений в исходном керосине и фреоне (рис. 2, а) и определить их концентрации. Они составили 6,2 и 0,032 мг/л соответственно. Методами хромато-масс-спектрометрии по разработанным протоколам проанализирован качественный состав фенольных соединений в заливочной жидкости, взятой со дна скважины. Все хроматографические пики хорошо разделимы (см. рис. 2, б) и идентифицированы по базе NIST как соединения фенолов. Основные компоненты экстракта — фенол (20,0%), 2,5-диметилфенол (23,8%), 2,4,6-триметилфенол (11,56%) и другие дериваты фенола (см. рис. 2, б). Таким образом, обнаруженные на хроматограмме пики, идентифицированные как фенол и его соединения, показали, что буровая жидкость содержит примеси фенолов, которые при вымораживании, вероятно, концентрируются в водной фазе.

Гипотеза окисления — первая гипотеза появления фенольных компонентов, которую мы рассматривали, — окислительная реакция между органическими компонентами заливочной жидкости и озёрной водой, поступившей в скважину, точнее кислородом, содержащим-

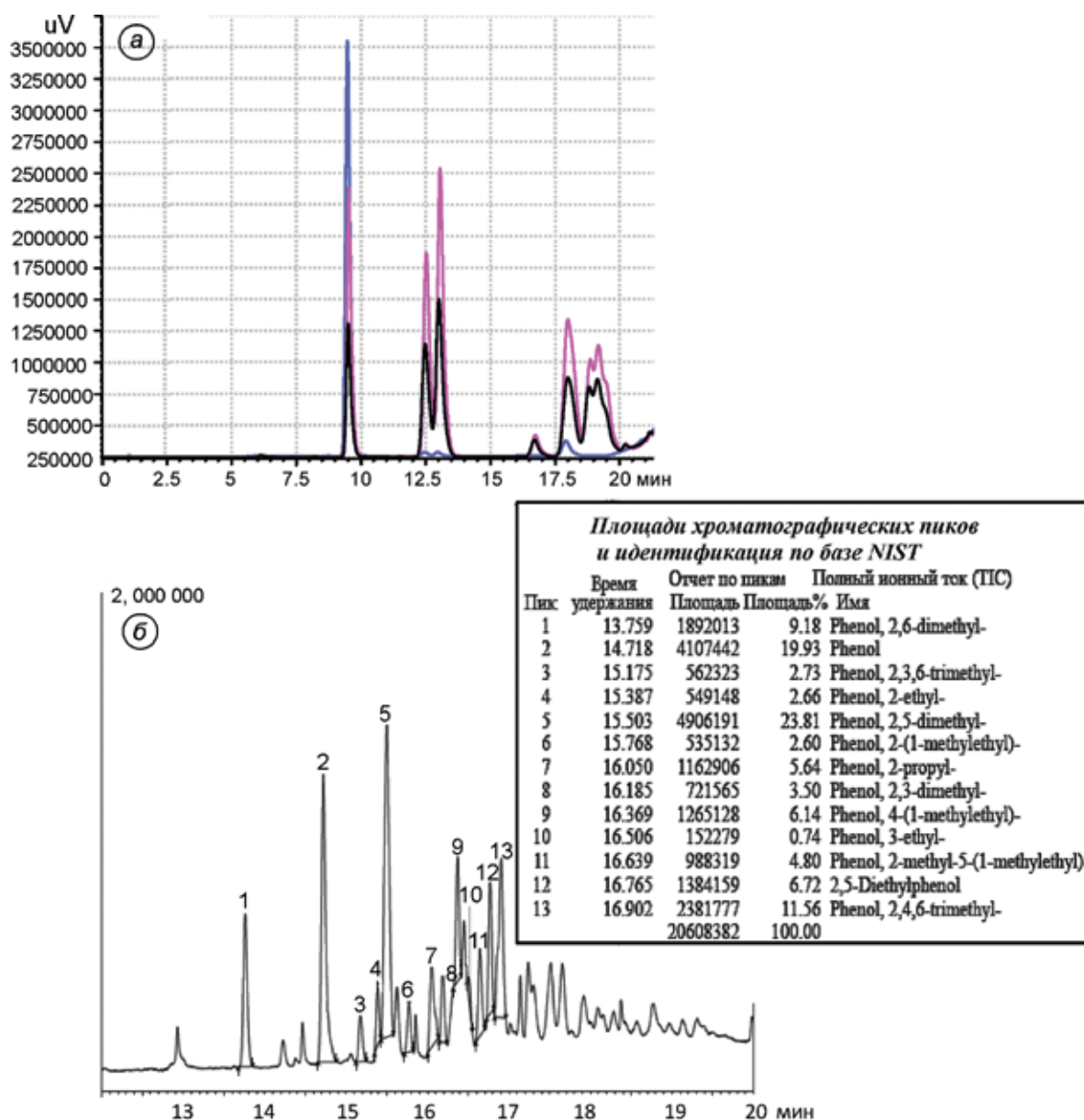


Рис. 2. Идентификация фенольных соединений в исходных компонентах заливочной жидкости (а) и в образцах, взятых со дна скважины (б):

а — наложение хроматограмм фенолов: розовая линия — хроматограмма экстракта керосина; чёрная линия — хроматограмма экстракта фреона; голубая линия — хроматограмма раствора фенола, используемого в качестве стандарта; время удержания фенола соответствует девяти минутам; б — хромато-масс-спектрометрический анализ с идентификацией по базе NIST с помощью ГХ-МС; по оси ординат приведены значения напряжения в микровольтах

Fig. 2. Identification of phenol compounds in the original components of the DF (a) and in the sample of the real DF taken from the bottom of the borehole (b):

а — overlapping phenol chromatograms: pink line — kerosene extract; black line — freon extract; blue line — phenol used as the standard; the retention time of the phenol peak is 9 minutes; б — GCMS analysis using NIST standards; the ordinate shows the voltage values in microvolts

ся в ней. Согласно расчётам газового бюджета озера, содержание кислорода в озере оценено как высокое — не менее 0,8 г/л [14]. На высокое содержание газов в озере косвенно указывало

образование в скважине 5Г смешанных гидратов, которое произошло в результате активного перемешивания озёрной воды и заливочной жидкости при первом вскрытии озера [13, 15].



Рис. 3. Буровая коронка со следами ржавчины после вскрытия озера

Fig. 3. View of the drilling bit after the unsealing, showing signs of rust

Исследования в рамках проекта глубокого бурения ЭПИКА (EPICA) показали, что газы, растворённые в подледниковой воде, участвуют в формировании смешанных гидратов, образуемых фреоном и газами [16]. В случае озера Восток дополнительным подтверждением высокой концентрации кислорода в озёрной воде могут служить быстрое окисление металлических частиц — от нескольких минут до двух часов [7, 17], а также ржавчина, покрывшая буровой снаряд после вскрытия озера (рис. 3), которая раньше не наблюдалась. Однако, несмотря на тщательный теоретический анализ, реакции, которая по условиям термодинамики потенциально была бы возможна и которая привела бы к образованию фенолов в условиях скважины 5Г (температура -9°C и давление 30,5 МПа), не существует.

Гипотеза фракционирования компонентов заливочной жидкости во время процесса замораживания — *вторая гипотеза* появления фенольных соединений, выдвинутая нами. Подтвердить эту гипотезу помогли специальные исследования по определению содержания фенола в исходных компонентах заливочной смеси и определение их состава. Однако при всей правомерности этой гипотезы возникают два вопроса: почему первоначальный анализ ароматических соединений заливочной жидкости не выявил наличие

фенольных компонентов [13] и почему процесс вымораживания был селективным только для фенольных соединений, а не для других компонентов заливочной жидкости.

По нашему мнению, ответы на эти вопросы могут быть следующими. Мы полагаем, что при первоначальном анализе заливочной жидкости методами ГХ-МС нам не удалось обнаружить эти соединения на фоне большого количества различных органических соединений — система была многокомпонентной, а содержание фенолов в ней было слишком мало. Так, в некоторых работах отмечено, что ГХ-МС-анализ позволяет обнаружить только повышенные концентрации углеводородов, однако для минорных концентраций его чувствительность недостаточна [18]. В настоящей работе определение количества и идентификацию фенольных соединений мы проводили только после их экстракции и повышения концентрации в 10 раз в водной фазе с последующим анализом методом жидкой хроматографии с флуоресцентным детектором. В этом случае чувствительность и, прежде всего, селективность были намного выше. Ответом на второй вопрос может быть возможность удаления фенольных соединений из исходной смеси, в частности, путём вымораживания, которая определяется коэффициентом распределения фенолов в системе керосин—вода. В связи с тем, что фенол известен своей растворимостью в воде (7,2 г в 100 мл при стандартных условиях, что составляет 1,02 М), основная часть преимущественно алкилфенолов с короткой цепью, в отличие от других компонентов заливочной жидкости, может быть перенесена в водный раствор [19]. И таким образом, когда происходит процесс замораживания, зона, которая замерзает последней, содержит наибольшее количество водорастворимых примесей. Это и приводит, по-видимому, к формированию канала, содержащего примеси, — в нашем случае фенола. Таким образом, фенолы, в отличие от других компонентов заливочной жидкости, хорошо растворяются в воде и поэтому в процессе образования вторичного льда они не захватываются в виде включений, а концентрируются в центральной части керна.

Петрографические исследования показали, что повторный лёд имеет гетерогенную радиально-лучевую структуру с возрастающей концентрацией газовых и жидких включений по

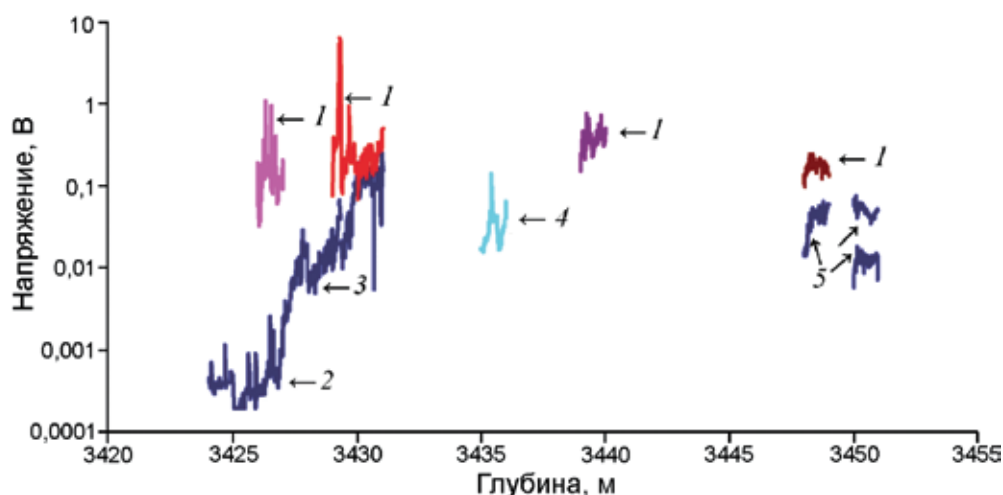


Рис. 4. Электропроводность различных типов ледяного керна:

1 – центральный канал замёрзшей в скважине озёрной воды; 2 – наружная часть керна вторичного льда; 3 – переход к гидратному слою и атмосферному льду; 4 – средняя часть керна вторичного льда; 5 – атмосферный лёд

Fig. 4. Electrical conductivity of different types of the ice cores:

1 – central channel of the frozen lake water; 2 – outer part of the secondary ice core; 3 – transition to the hydrate layer and glacial ice; 4 – middle part of the secondary ice core; 5 – glacial ice

направлению к оси скважины. Процесс замерзания протекает от стенок скважины к её центральной оси. Вода в центральном канале, расположенном вдоль оси, замёрзла в последнюю очередь, а сам процесс замерзания сопровождался захватом газовых и жидких примесей (см. рис. 1, в). Концентрация примесей в непосредственной близости от центрального канала также подтверждена экспериментальными значениями электропроводности, измеренными для различных частей вновь образованного керна. Например, значения электропроводности для центрального канала превышали значения для периферийной части керна на 3–4 порядка, т.е. более чем в 1000 раз (рис. 4).

Фенолы в авиационных керосинах. Специальный поиск информации о присутствии фенолов в авиационных керосинах позволил нам узнать, что в реактивное топливо на основе керосина довольно часто добавляют антиоксиданты с целью купирования окисления углеводородов топлива кислородом воздуха и предотвращения образования пероксидов – низкомолекулярных продуктов окисления. Они вступают в реакцию полимеризации и поликонденсации, образуя высокомолекулярные продукты, содержащиеся в топливе в виде смол или выпадающие из них в отдельную фазу. Добавляемые антиоксиданты, как правило, состоят из экранированных фенолов (в ан-

глийской литературе – hindered phenols), т.е. пространственно-затруднённых фенолов, в которых гидроксильная группа экранирована разветвлёнными алкильными радикалами [20]. Обычно концентрация антиоксидантов в топливе составляет тысячные доли процентов.

Заключение

Выполненные нами исследования показали, что при образовании вторичного льда (замёрзшей в скважине озёрной воды) не происходит химического взаимодействия озёрной воды, поступившей в скважину при вскрытии озера, а именно газов, содержащихся в ней, с заливочной жидкостью. При поступлении воды в скважину, при её контакте с заливочной жидкостью и дальнейшем её замерзании происходят физические процессы – фракционирование фенольных соединений, содержащихся в заливочной жидкости, в водную фазу с последующим замерзанием. Мы разработали методы извлечения фенольных соединений из заливочной жидкости, которые позволили показать наличие фенолов в исходных авиационном керосине и фреоне и измерить их концентрации. Также был определён состав фенольных соединений в заливочной жидкости со дна скважины.

Озеро Восток не было загрязнено ни при первом, ни при втором вскрытии, однако вопрос о воздействии человека на такие уникальные подледниковые водоёмы остаётся актуальным. Это воздействие подразумевает не только прямое загрязнение воды озера заливочной жидкостью, но и возможные изменения органических компонентов заливочной жидкости при контакте с озёрной водой в естественных условиях глубокой скважины. Обратим внимание и на невозможность до настоящего времени получения чистых образцов замёрзшей воды озера из-за загрязнения их заливочной жидкостью [13]. Именно поэтому использование таких сложных органических смесей, как авиационный керосин, который раньше применялся во многих буровых проектах, нежелательно при изучении оз. Восток — единственного в своём роде подледникового антарктического водоёма. Дополнительным аргументом о целесообразности замены заливочной жидкости служит и образование твёрдой гидратной пробки, к которой привело интенсивное перемешивание при поступлении озёрной воды в скважину при вскрытиях озера. Даже при втором вскрытии озера, когда разница в давлении была намного меньше, чем при первом вскрытии, моментально образовавшаяся пробка заполнила весь объём скважины на протяжении более 10 м и блокировала доступ к озеру. Под-

робное изучение показало, что эта твёрдая пробка состоит из керосина, льда и клатратного гидрата фреона HCFC-141b [15].

Результаты нашей работы подтверждают вывод, что при проведении исследований, предусматривающих вскрытие озера, поступление озёрной воды в скважину и последующий отбор проб замёрзшей воды, следует использовать (по крайней мере, в нижней секции скважины) другие, более инертные смеси в качестве заливочной жидкости, граничащей с озёрной водой.

Благодарности. Авторы выражают благодарность буровым мастерам Санкт-Петербургского горного университета под руководством проф. Н.И. Васильева за предоставленные образцы ледяного керна, а также Российскую антарктическую экспедицию за логистическое обеспечение гляциологических работ на станции Восток. Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РНФ (грант 14-27-00030).

Acknowledgements. The authors are indebted to the St Petersburg Mining University drilling team headed by prof. N.I. Vasiliev for the samples of ice cores. The logistic operations in Antarctica were provided by the Russian Antarctic Expedition. The research was financially supported by the Russian Science Foundation, grant no. 14-27-00030.

Литература

1. Kennicutt M.C., Chown S.L., Cassano J.J., Liggett D., Peck L.S., Massom R., Rintoul S.R., Storey J., Vaughan D.G., Wilson T.J., Allison I., Ayton J., Badhe R., Baeseman J., Barrett P.J., Bell R.E., Bertler N., Bo S., Brandt A., Bromwich D., Cary S.C., Clark M.S., Convey P., Costa E.S., Cowan D., Deconto R., Dunbar R., Elfring C., Escutia C., Francis J., Fricker H.A., Fukuchi M., Gilbert N., Gutt J., Havermans C., Hik D., Hosie G., Jones C., Kim Y.D., Le Maho Y., Lee S.H., Leppe M., Leitchenkov G., Li X., Lipenkov V., Lochte K., López-Martínez J., Lüdecke C., Lyons W., Marensi S., Miller H., Morozova P., Naish T., Nayak S., Ravindra R., Retamales J., Ricci C.A., Rogan-Finnemore M., Ropert-Coudert Y., Samah A.A., Sanson L., Scambos T., Schloss I.R., Shiraishi K., Siegert M.J., Simões J.C., Storey B., Sparrow M.D., Wall D.H., Walsh J.C., Wilson G., Wintther J.G., Xavier J.C., Yang H., Sutherland W.J. A road-map for Antarctic and Southern Ocean science for the

References

1. Kennicutt M.C., Chown S.L., Cassano J.J., Liggett D., Peck L.S., Massom R., Rintoul S.R., Storey J., Vaughan D.G., Wilson T.J., Allison I., Ayton J., Badhe R., Baeseman J., Barrett P.J., Bell R.E., Bertler N., Bo S., Brandt A., Bromwich D., Cary S.C., Clark M.S., Convey P., Costa E.S., Cowan D., Deconto R., Dunbar R., Elfring C., Escutia C., Francis J., Fricker H.A., Fukuchi M., Gilbert N., Gutt J., Havermans C., Hik D., Hosie G., Jones C., Kim Y.D., Le Maho Y., Lee S.H., Leppe M., Leitchenkov G., Li X., Lipenkov V., Lochte K., López-Martínez J., Lüdecke C., Lyons W., Marensi S., Miller H., Morozova P., Naish T., Nayak S., Ravindra R., Retamales J., Ricci C.A., Rogan-Finnemore M., Ropert-Coudert Y., Samah A.A., Sanson L., Scambos T., Schloss I.R., Shiraishi K., Siegert M.J., Simões J.C., Storey B., Sparrow M.D., Wall D.H., Walsh J.C., Wilson G., Wintther J.G., Xavier J.C., Yang H., Sutherland W.J. A road-map for Antarctic and Southern Ocean science for the

- next two decades and beyond // *Antarctic Science*. 2015. V. 27. P. 1–17.
2. Siegert M.J., Priscu J., Alekhina I., Wadham J., Lyons B. Antarctic subglacial lake exploration: first results and future plans // *Philosophical Transactions of the Royal Society A*. 2016. V. 374. 20140466. doi: 10.1098/rsta.2014.0466.
 3. Mikucki J.A., Lee P.A., Ghosh D., Purcell A.M., Mitchell A.C., Mankoff K.D., Fisher A.T., Tulaszuk S., Carter S., Siegfried M.R., Fricker H.A., Hodson T., Coenen J., Powell R., Scherer R., Vick-Majors T., Achberger A.A., Christner B.C., Tranter M., WISSARD Science Team. Subglacial Lake Whillans microbial biogeochemistry: a synthesis of current knowledge // *Philosophical Transactions of the Royal Society A*. 2016. V. 374. 20140290. doi: 10.1098/rsta.2014.0290.
 4. Christner B.C., Priscu J.C., Achberger A.M., Barbante C., Carter S.P., Christianson K., Michaud A.B., Mikucki J.A., Mitchell A.C., Skidmore M.L., Vick-Majors T.J., the WISSARD Science Team. A microbial ecosystem beneath the West Antarctic Ice Sheet // *Nature*. 2014. V. 512. P. 310–313.
 5. Попов С.В., Масолов В.Н., Лукин В.В. Озеро Восток, Восточная Антарктида: мощность ледника, глубина озера, подледный и коренной рельеф // *Лёд и Снег*. 2011. № 1 (113). С. 25–35.
 6. Siegert M., Popov S., Studinger M. Subglacial Lake Vostok: a review of geophysical data regarding its physiographical setting / Eds. M.J. Siegert, M. Kennicutt, R. Bindschadler // *Antarctic Subglacial Aquatic Environments*. Geophysical Monograph series. 2011. V. 192. AGU Geophysical Monograph: Washington, DC. P. 45–60.
 7. Leitchenkov G.L., Antonov A.V., Luneov P.I., Lipenkov V. Geology and environments of subglacial Lake Vostok // *Philosophical Transactions of Royal Society A*. 2016. V. 374. 20140302. doi:10.1098/rsta.2014.0303.
 8. Litvinenko V.S., Vasiliev N.I., Lipenkov V.Ya., Dmitriev A.N., Podoliak A.V. Special aspects of ice drilling and results of 5G hole drilling at Vostok station, Antarctica // *Annals of Glaciology*. 2014. V. 55. P. 173–178.
 9. Verkulich S.R., Kudryashov B.B., Barkov N.I., Vasiliev N.I., Vostretsov R.N., Dmitriev A.N., Zubkov V.M., Krasilev A.V., Talalay P.G., Lipenkov V.Ya., Savatyugin L.M., Kuz'mina I.N. Proposal for penetration and exploration of sub-glacial Lake Vostok, Antarctica // *Memoirs of National Institute of Polar Research*. 2002. V. 56. P. 245–252.
 10. Alekhina I.A., Marie D., Petit J.R., Lukin V.V., Zubkov V.M., Bulat S.A. Molecular analysis of bacterial diversity in kerosene-based drilling fluid from the deep ice borehole at Vostok, East Antarctica // *FEMS Microbiology Ecology*. 2007. V. 59. P. 289–299.
 11. Code of conduct for the exploration and research of subglacial aquatic environments. 2011. ATCMIP 33.34.
 12. Siegert M.J., Priscu J., Alekhina I., Wadham J., Lyons B. Antarctic subglacial lake exploration: first results and future plans. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*. 2016, 374: 20140466. doi: 10.1098/rsta.2014.0466.
 13. Mikucki J.A., Lee P.A., Ghosh D., Purcell A.M., Mitchell A.C., Mankoff K.D., Fisher A.T., Tulaszuk S., Carter S., Siegfried M.R., Fricker H.A., Hodson T., Coenen J., Powell R., Scherer R., Vick-Majors T., Achberger A.A., Christner B.C., Tranter M., WISSARD Science Team. Subglacial Lake Whillans microbial biogeochemistry: a synthesis of current knowledge. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*. 2016, 374: 20140290. doi: 10.1098/rsta.2014.0290.
 14. Christner B.C., Priscu J.C., Achberger A.M., Barbante C., Carter S.P., Christianson K., Michaud A.B., Mikucki J.A., Mitchell A.C., Skidmore M.L., Vick-Majors T.J., the WISSARD Science Team. A microbial ecosystem beneath the West Antarctic Ice Sheet. *Nature*. 2014, 512: 310–313.
 15. Popov S.V., Masolov V.N., Lukin V.V. Lake Vostok, East Antarctica: ice thickness, water depth and bedrock relief. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2011, 1 (113): 25–35. [In Russian].
 16. Siegert M., Popov S., Studinger M. Subglacial Lake Vostok: a review of geophysical data regarding its physiographical setting. Eds. M.J. Siegert, M. Kennicutt, R. Bindschadler. *Antarctic Subglacial Aquatic Environments*. Geophysical Monograph series. 2011. V. 192. AGU Geophysical Monograph: Washington, DC. P. 45–60.
 17. Leitchenkov G.L., Antonov A.V., Luneov P.I., Lipenkov V. Geology and environments of subglacial Lake Vostok. *Philosophical Transactions of Royal Society A*. 2016, 374: 20140302. doi:10.1098/rsta.2014.0303.
 18. Litvinenko V.S., Vasiliev N.I., Lipenkov V.Ya., Dmitriev A.N., Podoliak A.V. Special aspects of ice drilling and results of 5G hole drilling at Vostok station, Antarctica. *Annals of Glaciology*. 2014, 55: 173–178.
 19. Verkulich S.R., Kudryashov B.B., Barkov N.I., Vasiliev N.I., Vostretsov R.N., Dmitriev A.N., Zubkov V.M., Krasilev A.V., Talalay P.G., Lipenkov V.Ya., Savatyugin L.M., Kuz'mina I.N. Proposal for penetration and exploration of sub-glacial Lake Vostok, Antarctica. *Memoirs of National Institute of Polar Research*. 2002, 56: 245–252.
 20. Alekhina I.A., Marie D., Petit J.R., Lukin V.V., Zubkov V.M., Bulat S.A. Molecular analysis of bacterial diversity in kerosene-based drilling fluid from the deep ice borehole at Vostok, East Antarctica. *FEMS Microbiology Ecology*. 2007, 59: 289–299.
 21. Code of conduct for the exploration and research of subglacial aquatic environments. 2011. ATCMIP 33.34.

11. Code of conduct for the exploration and research of subglacial aquatic environments. 2011. ATCMIP 33.34. Antarctic Treaty Consultative Meeting; Buenos Aires, 20 June – 1 July 2011.
12. Васильев Н.И., Липенков В.Я., Дмитриев А.Н., Подольяк А.В., Зубков В.М. Результаты и особенности бурения скважины 5Г и первого вскрытия озера Восток // Лёд и Снег. 2012. № 4 (120). С. 12–20.
13. Алехина И.А., Васильев Н.И., Екайкин А.А., Липенков В.Я. Предварительные результаты исследований химического состава воды, замерзшей в буровой скважине после вскрытия озера Восток // Проблемы Арктики и Антарктики. 2014. Вып. 2 (100). С. 5–14.
14. Lipenkov V., Istomin V.A. On the stability of air clathrate hydrate crystals in subglacial Lake Vostok, Antarctica // МГИ. 2001. № 91. С. 138–149.
15. Манакон А.Ю., Илдяков А.В., Липенков В.Я., Екайкин А.А., Ходжер Т.В. Образование клатратных гидратов гидрохлорофлуорокарбона 141b в глубокой скважине на ст. Восток (Антарктида) в процессе вскрытия подледникового озера Восток // Криосфера Земли. 2017. Т. 21. № 3. С. 32–40.
16. Murshed M.M., Faria S.H., Kuhs W.F., Kipfstuhl S., Wilhelms F. The role of hydrochlorofluorocarbon densifiers in the formation of clathrate hydrates in deep boreholes and subglacial environments // Annals of Glaciology. 2007. V. 47. P. 109–114.
17. Лейченко Г.Л., Липенков В.Я., Антонов А.В., Булат С.А., Charlot F., Алехина И.А., Екайкин А.А., Беляцкий Б.В. Природа микрочастиц, обнаруженных в скважине после вскрытия озера Восток // Проблемы Арктики и Антарктики. 2014. Вып. 1 (99). С. 114–122.
18. Liska I., Slobodnik J. GC/MS screening of organic pollutants / Eds. P. Literáthy, V. Koller-Kreimel, I. Liska // Joint Danube Survey, Technical Report, ICPDR. 2002. Vienna, 2002. <http://www.icpdr.org/main/activities-projects/joint-danube-survey-1>.
19. Licha T. Short chained alkyl phenols (SCAP) in groundwater – chemical analysis, adsorption mechanism and field cases. Ph.D. Thesis. 2003. Friedrich-Schiller-University of Jena, Germany.
20. Bernabei M., Bocchinfuso G., Carrozzo P., De Angelis C. Determination of phenolic antioxidants in aviation jet fuel // Journ. of Chromatography A. 2000. V. 871. P. 235–241.
- Antarctic Treaty Consultative Meeting; Buenos Aires, 20 June – 1 July 2011.
12. Vasiliev N.I., Lipenkov V.Ya., Dmitriev A.N., Podolyak A.V., Zubkov V.M. Results and characteristics of 5G hole drilling and the first tapping of Lake Vostok. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2012, 4 (120): 12–20. [In Russian].
13. Alekhina I.A., Vasiliev N.I., Ekaykin A.A., Lipenkov V.Ya. Preliminary results of chemical analyses of water refrozen in borehole 5G-1 following the unsealing of Lake Vostok. *Problemy Arktiki i Antarktiki. Problems of Arctic and Antarctic*. 2014, 2 (100): 5–14. [In Russian].
14. Lipenkov V., Istomin V.A. On the stability of air clathrate hydrate crystals in subglacial Lake Vostok, Antarctica. *Materialy Glatsiologicheskikh Issledovaniy. Data of Glaciological Studies*. 2001, 91: 138–149.
15. Manakov A.Yu., Ildyakov A.V., Lipenkov V.Ya., Ekaykin A.A., Khodzher T.V. Formation of clathrate hydrates of hydrochlorofluorocarbon 141b in the deep borehole at Vostok Station (Antarctica) in the course of the unsealing of subglacial Lake Vostok. *Kriosfera Zemli. Earth Cryosphere*. 2017, 21 (3): 32–40. [In Russian].
16. Murshed M.M., Faria S.H., Kuhs W.F., Kipfstuhl S., Wilhelms F. The role of hydrochlorofluorocarbon densifiers in the formation of clathrate hydrates in deep boreholes and subglacial environments. *Annals of Glaciology*. 2007, 47: 109–114.
17. Leychenkov G.L., Lipenkov V.Ya., Antonov A.V., Bulat S.A., Charlot F., Alekhina I.A., Ekaykin A.A., Belyatsky B.V. The nature of microparticles found in the borehole after unsealing of Lake Vostok. *Problemy Arktiki i Antarktiki. Problems of Arctic and Antarctic*. 2014. 1 (99): 114–122. [In Russian].
18. Liska I., Slobodnik J. GC/MS screening of organic pollutants. Eds. P. Literáthy, V. Koller-Kreimel, I. Liska. Joint Danube Survey, Technical Report, ICPDR. 2002. Vienna, 2002. <http://www.icpdr.org/main/activities-projects/joint-danube-survey-1>.
19. Licha T. Short chained alkyl phenols (SCAP) in groundwater – chemical analysis, adsorption mechanism and field cases. Ph.D. Thesis. 2003. Friedrich-Schiller-University of Jena, Germany.
20. Bernabei M., Bocchinfuso G., Carrozzo P., De Angelis C. Determination of phenolic antioxidants in aviation jet fuel. *Journ. of Chromatography A*. 2000, 871: 235–241.

Экспресс-информация

УДК 551.32

doi: 10.15356/2076-6734-2017-3-427-432

Vast ice depression in Dǎlk Glacier, East Antarctica

S.V. Popov^{1*}, S.S. Pryakhin², D.P. Bliakharskii³, G.V. Pryakhina⁴, S.V. Tyurin⁴¹Polar Marine Geosurvey Expedition, St. Petersburg, Russia; ²Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia;³SE Geoscan, St. Petersburg, Russia; ⁴Saint Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

*spopov67@yandex.ru

Обширная депрессия в леднике Долк, Восточная Антарктида

© 2017 г. С.В. Попов^{1*}, С.С. Пряхин², Д.П. Бляхарский³, Г.В. Пряхина⁴, С.В. Тюрин⁴¹Полярная морская геологоразведочная экспедиция, Санкт-Петербург, Россия; ²Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия; ³АО Геоскан, Санкт-Петербург, Россия;⁴Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

*spopov67@yandex.ru

Поступила 4 апреля 2017 г.

Принята к печати 14 мая 2017 г.

Ключевые слова: антарктическая гляциология, подледниковые паводки, гляциальная гидрология, йокульлауп, субгляциальные процессы.

30 января 2017 г. на участке дороги, соединяющей российскую станцию Прогресс и китайскую станцию Зонгшан с аэродромом и трассой следования санно-гусеничных походов на внутриконтинентальные станции Восток и Кунлун, в западной части ледника Долк (Dǎlk Glacier), в районе российской полевой базы Прогресс-1 образовался провал. Дана характеристика этого провала.

Received April 4, 2017

Accepted May 14, 2017

Keywords: Antarctic glaciology, glacier hydrology, jökulhlaups, subglacial processes, subglacier floods.

Summary

In the afternoon of January 30, 2017, the wide depression in the western part of the Dǎlk Glacier, East Antarctica, was formed. By coincidence, aerial surveying was carried out in this area, so it is possible to assess the extent of this catastrophic phenomenon. Aerial photos were taken on January 20 and February 9, 2017, respectively. Based on the photographic data, the size of the depression were 183 × 220 m, and its area reached 40.260 m². The depth of the depression in the early days was 20–30 meters; the maximum measured depth was 43 m. An approximate volume of the cavern was about 884,013 m³. On preliminary conclusions, this event should be the similar jökulhlaups, when the water of Boulder Lake broke the icy border and rushed downstream under Dǎlk Glacier to Prudz Bay.

Citation: Popov S.V., Pryakhin S.S., Bliakharskii D.P., Pryakhina G.V., Tyurin S.V. Vast ice depression in Dǎlk Glacier, East Antarctica. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2017, 57 (3): 427–432. doi: 10.15356/2076-6734-2017-3-427-432

In the afternoon of January 30, 2017, in the western part of the Dǎlk Glacier, near the Russian field base Progress-1, a depression formed on the fragment of the road connecting the Russian station Progress and the Chinese station Zongshan with the airfield and the logistic traverse to the inland Vostok and Kunlun stations. During the austral summer field season, by coincidence, aerial surveying was carried out in this area, so it is possible to assess the extent of this catastrophic phenomenon. Sections *a* and *b* of

Fig. 1 show a fragment of the orthophoto of the depression area before and after the event. In section *c* of the same figure, its enlarged image is displayed. Aerial photos were taken on January 20 and February 9, 2017, respectively. They were processed using Agisoft PhotoScan 1.2 software package (Agisoft LLC, Russia), which implements a modern technology of creating three-dimensional models based on digital photos. This makes it possible to perform a morphometric analysis of the natural feature under study.

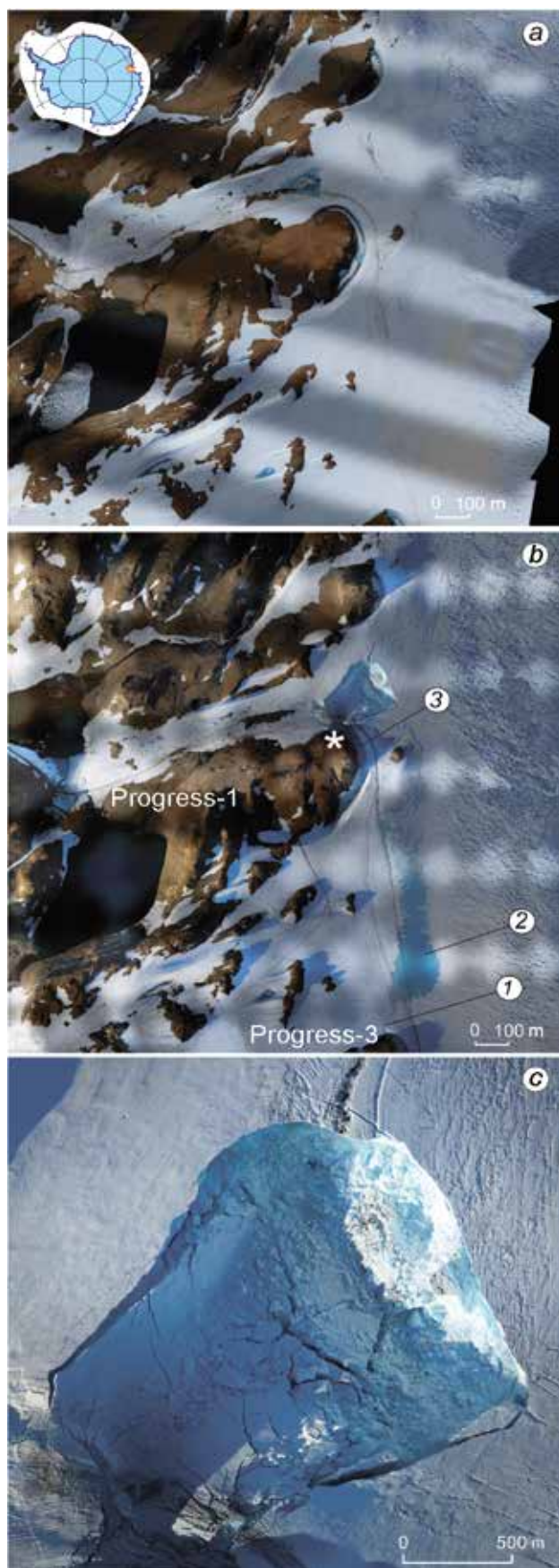


Fig. 1. Ice depression area near Russian fieldbase Progress-1 before event (a), after event (b), and enlarged depression (c).

1 – water channel from Boulder Lake; 2 – wet (?) blue spot; 3 – water channel near Progress-1. The white star is marking the place of the photo in Fig. 2, a. Orthophoto on a was obtained on January 20, 2017, the other ones were obtained on February 9, 2017

Рис. 1. Депрессия в леднике рядом с российской полевой базой Прогресс-1 до (a) и после события (b), а также увеличенное изображение депрессии (c).

1 – канал, заполненный водой, вытекающей из озера Болдер; 2 – влажное (?) голубое пятно на фотографии; 3 – канал, заполненный водой, расположенный рядом с полевой базой Прогресс-1. Белой звёздочкой показано место, с которого выполнена фотография, представленная на рис. 2, a. Ортофотография, представленная на a выполнена 20 января 2017 г., остальные фотографии сделаны 9 февраля 2017 г.

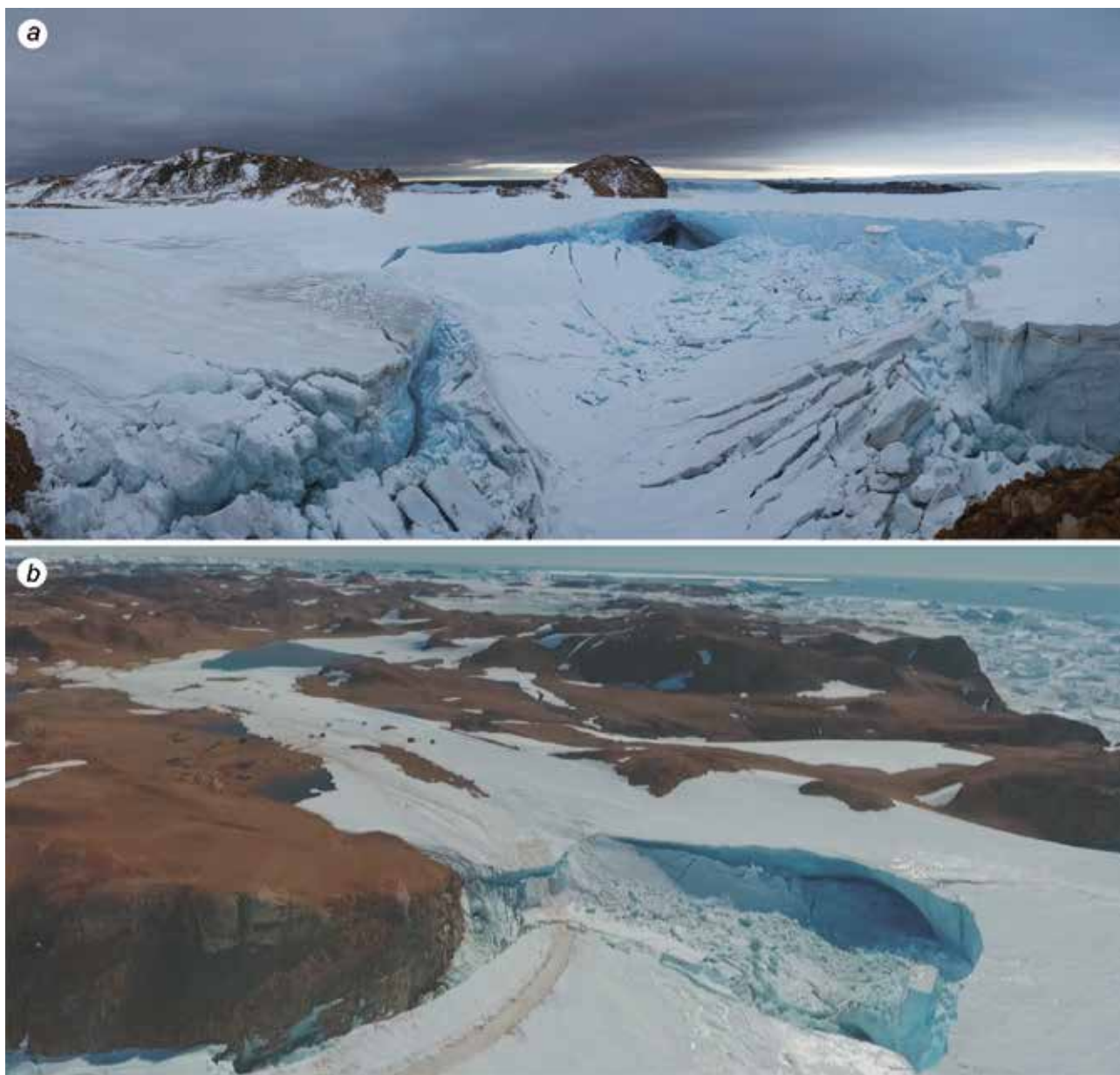


Fig. 2. Photos of the depression from the ground (*a*) and from a drone (*b*).

Photo on section *a* was taken by S.S. Pryakhin. Location of the photo is shown in Fig. 1, *b*. Photo on section *b* was presented by A.V. Mirakin, the Leader of Progress Station

Рис. 2. Фотографии депрессии, выполненные с поверхности земли (*a*) и с борта беспилотного летательного аппарата (*b*).

Фотография, представленная на *a*, выполнена С.С. Пряхиным. Положение места съёмки показано на рис. 1, *b*. Фотография на *b* предоставлена начальником станции Прогресс А.В. Миракиным

The orthophoto and the three-dimensional model of the feature allowed estimating the maximum linear dimensions of the forming depression, which were 183×220 m, and its area reached $40,260 \text{ m}^2$. According to the preliminary assessment, the depth of the depression in the early days was 20–30 m; the maximum measured depth was 43 m.

An approximate volume of the cavern was about $884,013 \text{ m}^3$. Unfortunately, the above event occurred at the end of the field season, shortly before the departure of the seasonal team from the Progress station. Thus, it was impossible to accomplish the necessary set of geophysical and glaciological studies. However, the reconnaissance observations were car-

ried out, which made it possible to draw only preliminary conclusions.

In the photo (see Fig. 1, *b*) obtained in the course of aerial surveying, channel 1 flowing out from Boulder Lake is clearly seen adjoining the western part of the hill on which the Russian field base Progress-3 is located. Further northwards, downstream, within the Dalk Glacier, there is a bright blue spot 2 (see Fig. 1, *b*). It lies within the feature marked as a lake in the Australian maps [1]. Possibly, after the breakthrough of Boulder Lake, water along the under-ice channels flowed into it, filled it to the margin, and then burst through. Water flowed further coming to the surface as drain channel 3, directly adjacent to the eastern part of the hill, near the northern slope of which the Russian field base Progress-1 (see Fig. 1, *b*) is located. This process was promoted by numerous crevasses in the area [2] which disturb the integrity of the glacier. Further, water along the existing as well as the forming channels flowed under the Dalk Glacier eroding and collapsing the cavern, which, probably, had already existed there for some time. The rapidly flowing lake water was visually observed at various sites, between the field base Progress-3 and the formed depression. Then, under the Dalk Glacier, it rushed to the Prydz Bay. A large under-ice channel is clearly seen in the photos in Fig. 2.

A similar process of subglacial floods called using the Icelandic term *jökulhlaups* [3] has been repeatedly discussed in the scientific papers with reference to the subglacial hydrosphere of the Antarctica [4–8]. Thus, proceeding from the preliminary information and description of similar phenomena, the process of the depression formation can be presented as follows. In the lake basin of Boulder Lake, in the process of melted glacial water inflow, water accumulated gradually (the accumulation period could be several years). Lakes of this type, as a rule, are not emptied by a simple overflow. When the water level reached a certain critical point, as a result of hydrostatic pressure and thermal expansion of the drain channels, a breakthrough in the weakest place occurred. Due to the excess of water temperature over the temperature of the melting ice and the heat released during the movement of the water flow, the breakthrough developed rapidly resulting in formation of a channel for the drainage of lake water. In the process of lake emptying, the cross-sectional area of the channel increases, and hydrostatic pressure drops

as the lake water volume is reduced. Outflow from the lake occurred until the water level fell below the height of the drain threshold. Further, judging by the photo, the channel got into a grotto or a crevasse and moved further not too deep under the surface spreading in the snow firn sequence. Presumably, water gradually filled the interglacial cavity in the area of the depression formation, which, in turn, caused a breakthrough, emptying along the interglacial channels towards the ocean, and, as a consequence, ice subsidence in the form of a depression, and further drainage of water into the Prydz Bay.

The described event is of great scientific interest. In addition, it is of great practical importance in the light of the study of subglacial reservoirs and the under-ice hydrographic network as a whole. At similar unique features located near the infrastructure of the polar stations, it is possible to directly study the equivalents of the processes occurring in the interior regions of the Antarctica. The practical interest to its study is associated with ensuring the safety of the movement of people and transport vehicles within the areas of the Antarctic glacier.

Acknowledgements. The authors thank A.V. Mirakin, V.V. Lukin, V.L. Martyanov for the support of the scientific works in Antarctica.

Благодарности. Авторы статьи благодарны А.В. Миракину, В.В. Лукину и В.Л. Мартьянову за поддержку в организации научных работ в Антарктиде.

Расширенная русскоязычная аннотация

Днём 30 января 2017 г. на участке дороги, соединяющей российскую станцию Прогресс и китайскую станцию Зонгшан с аэродромом и трассой следования санно-гусеничных походов на внутриконтинентальные станции Восток и Кунлун, в западной части ледника Долк (Dalk Glacier), в районе российской полевой базы Прогресс-1 образовался провал. В летний полевой сезон в этом районе выполнялась аэрофотосъёмка, что позволяет оценить масштабы данного катастрофического явления. На рис. 1, *a* и *b* показан фрагмент ортофотоплана района провала до и после события. В секции *c* того же рисунка приводится укрупнённое его изображе-

ние. Аэрофотосъёмка выполнена 20 января и 9 февраля 2017 г. соответственно. Ортофотоплан и трёхмерная модель объекта позволили оценить максимальные линейные размеры образовавшейся депрессии — 183×220 м, а её площадь составила $40\,260\text{ м}^2$. Согласно предварительной оценке, глубина провала в первые дни была равна 20–30 м, а максимальная измеренная глубина составила 43 м. Приблизительный объём каверны — около $884\,013\text{ м}^3$.

На фотографии (см. рис. 1, *b*), полученной в процессе аэрофотосъёмки, отчётливо наблюдается канал 1, вытекающий из озера Болдер (Boulder Lake) и примыкающий к западной части холма, где расположена российская полевая база Прогресс-3. Далее, на север, вниз по течению, в пределах ледника Долк, наблюдается голубое пятно 2 (см. рис. 1, *b*). Оно располагается в пределах объекта, помеченного на австралийских картах [1] как озеро. Вероятно, после прорыва оз. Болдер вода по подлёдным каналам поступила в озеро, наполнила его до краёв, а затем произошёл прорыв. Вода потекла далее, выйдя на поверхность в виде канала стока 3, непосредственно примыкающего к восточной части холма, у северного склона которого находится российская полевая база Прогресс-1 (см. рис. 1, *b*). Этому процессу способствовали многочисленные трещины, имеющиеся в этом районе [2] и нарушающие целостность ледника. Вода по существующим, а также образовавшимся каналам поступила под ледник Долк, размыв и обвалив каверну, которая там, вероятно, уже существовала какое-то время (см. рис. 1, *b*). Стремительно текущая озёрная вода визуально наблюдалась на различных участках между полевой базой Прогресс-3 и образовавшейся депрессией. Затем она устремилась в залив Прюдс. Значительный по размерам подлёдный канал отчётливо виден на фотографиях рис. 2.

Подобный процесс подледниковых паводков, названный исландским термином *йокульлауп* [3], неоднократно обсуждался в научной печати применительно к подлёдной гидросфере Антарктиды [4–8]. Таким образом, основываясь на предварительной информации и описании сходных явлений, процесс образования провала можно представить следующим образом. В озёрной чаше оз. Болдер в процессе поступления талых ледниковых вод постепенно накапли-

валась вода (период накопления может достигать нескольких лет). Озёра подобного типа, как правило, не опорожняются путём простого перелива. При достижении водой некоторой критической отметки, в результате гидростатического давления и термического расширения каналов стока в самом слабом месте формируется прорыв. За счёт превышения температуры воды над температурой тающего льда и тепла, выделяемого при движении водного потока, прорыв быстро развивается и в результате формируется канал стока озёрной воды. В процессе опорожнения озера увеличивается площадь поперечного сечения канала и уменьшается гидростатическое давление по мере снижения объёма озёрной воды. Истечение из озера происходит до тех пор, пока уровень воды не упадёт ниже высоты сливного порога. Затем, судя по снимку, канал уходит в грот или трещину и дальше двигается не слишком глубоко под поверхность, растекаясь в снежно-фирновой толще. Предположительно водный поток постепенно заполнил внутриледниковую ёмкость, находившуюся в районе образования провала, что, в свою очередь, вызвало прорыв, опорожнение по внутриледниковым каналам в сторону океана и, как следствие, просадку льда в виде провала и дальнейший слив воды в залив Прюдс.

Описанное событие имеет большой научный интерес. Не менее важно и прикладное его значение для изучения подледниковых водоёмов и подлёдной гидросети в целом. На подобных уникальных объектах, расположенных вблизи инфраструктуры полярных станций, можно непосредственно изучать аналоги процессов, происходящих во внутренних районах Антарктиды. Прикладной интерес к его исследованию связан с обеспечением безопасности перемещения людей и транспортной техники в пределах участков антарктического ледника.

References

1. Broknes Peninsula, Larsemann Hills, Antarctica: environmental management map. Map No 13135, 2005, Scale 1:10,000, Australian Antarctic Division.
2. Popov S.V., Eberlein L. Investigation of snow-firn thickness and ground in the East Antarctica by means of geophysical radar // Ice and Snow. 2014. V. 4 (128).

- P. 95–106. doi: 10.15356/2076-6734-2014-4-95-106. [In Russian with English summary]
3. Björnsson H. Subglacial lakes and jökulhlaups in Iceland // Glob. Planet. Change. 2003. V. 35. № 3–4. P. 255–271. doi: 10.1016/S0921-8181(02)00130-3.
 4. Eyatt G.W., Fowler A.C., Clark C.D., Hulton N.R.J. Subglacial floods beneath ice sheets // Philosophical Transaction. A. Mathematics. Physics. Engineering Sciences. 2006. V. 364. № 1844. P. 1769–1794. doi: 10.1098/rsta.2006.1798.
 5. Fowler A.C. Dynamics of subglacial floods // Proc. Royal Society. A. Mathematical Physics. Engineering Sciences. 2009. V. 465. № 2106. P. 1809–1828. doi: 10.1098/rspa.2008.0488.
 6. Pattyn F. Antarctic subglacial lake discharges // Antarctic Subglacial Aquatic Environments. 2013. AGU. P. 27–44. doi: 10.1002/9781118670354.ch3.
 7. Shoemaker E.M. Effects of bed depressions upon floods from subglacial lakes // Global Planet Change. 2003. V. 35. № 3–4. P. 175–184. doi: 10.1016/S0921-8181(02)00125-X.
 8. Wingham D.J., Siegert M.J., Shepherd A., Muir A.S. Rapid discharge connects Antarctic subglacial lakes // Nature. 2006. V. 440. № 7087. P. 1033–1036. doi: 10.1038/nature04660.

Подписано в печать 04.09.2017 г. Выход в свет 30.09.2017 г. Формат 60 × 88^{1/8}
Цифровая печать Усл.печ.л. 18.0 Усл.кр.-отт. 7.2 тыс. Уч.-изд.л. 18.0 Бум.л. 9.0
Тираж 170 экз. Зак. 1446 Цена свободная

Соучредители: Российская академия наук, Русское географическое общество

Издатель: ФГУП «Издательство «Наука», 117997, Москва, Профсоюзная ул., 90
Отпечатано в ФГУП «Издательство «Наука» (Типография «Наука»), 121099, Москва, Шубинский пер., 6

ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ ЖУРНАЛА «ЛЁД И СНЕГ»

В журнале публикуются статьи по проблемам гляциологии, а также научные сообщения теоретического, методического, экспериментального и прикладного характера, тематические обзоры, критические статьи и рецензии, библиографические сводки, хроника научной жизни. В каждом номере журнала несколько статей могут быть напечатаны с цветными иллюстрациями. Тексты статей представляются на русском языке или хорошем английском. Все материалы передаются в редакцию в электронном виде в сопровождении бумажной версии текста и рисунков. Объём статей – до 20 страниц текста (через 1,5 интервала), включая таблицы и список литературы; рисунков – не более 4–6. Текст набирается в формате Word. Параметры набора: шрифт Times New Roman, кегль 12, интервал 1,5; поля: верхнее и нижнее 2 см, левое 3 см, правое 1,5 см. Страницы статьи нумеруются. Статья проходит двойное внешнее рецензирование.

Статьи оформляются следующим образом. Сначала даются: УДК; *на русском языке* – название статьи, инициалы и фамилии всех авторов; полное название организации(ций), где выполнена работа; электронный адрес автора, ответственного за связь с редакцией. Затем те же сведения даются *на английском языке*, т.е.: заглавие и авторы; полное название организации(ций), где выполнена работа; второй раз e-mail главного автора. После этого на английском языке пишутся ключевые слова (не более 10) и авторское Summary статьи на 20–25 строк (здесь же обязательно прилагается перевод Summary на русский язык). Далее продолжается информация *на русском языке*: ключевые слова (не более 10); краткая аннотация (7–10 строк). Затем начинается текст статьи.

Основной текст разбивается на рубрики. Обычно это введение, постановка проблемы, методика исследований, результаты исследований, обсуждение результатов, заключение (выводы). В конце статьи следует привести благодарности лицам, оказавшим помощь в подготовке статьи, и дать ссылку на грант, способствовавший выполнению этой работы. *Благодарности даются на русском, а затем на английском языке (Acknowledgments).*

Для статьи, представляемой *на английском языке*, требуются: УДК; перевод на русский язык всей информации, которая даётся перед началом статьи в журнале. Кроме того, в конце статьи необходимо поместить расширенный реферат на русском языке (1–1,5 стр.). Должны быть также переведены на русский язык подписи к рисункам.

Ссылки на литературу нумеруются *последовательно, в соответствии с порядком их первого упоминания в тексте*. В списке литературы под заголовком «Литература» указываются только опубликованные работы, на которые есть ссылки в тексте. Ссылки по тексту даются в квадратных скобках. Список литературы должен быть точно выверен авторами по правилам журнала, см. сайт <http://ice-snow.igras.ru>.

Затем следуют подрисуночные подписи на русском и английском языках. Далее помещаются таблицы. В тексте даются ссылки на все таблицы. Таблицы и графы в них должны иметь заголовки, сокращения слов в таблицах не допускаются. Таблицы, как и текст, набираются в формате Word.

Математические обозначения, символы и простые формулы набираются основным шрифтом статьи, а сложные формулы – в MathType. *Нумеруются только те формулы, на которые есть ссылки по тексту*. Русские и греческие буквы в формулах и тексте, а также химические элементы набираются прямым шрифтом, латинские буквы – курсивом. Аббревиатуры в тексте, кроме общепринятых, не допускаются.

Рисунки и фотографии помещаются в отдельных файлах: для растровых изображений в формате JPEG/TIFF/PSD, для цветных – в формате, совместимом с CorelDraw или Adobe Illustrator (не допускаются рисунки в формате Word или Excel). Публикация цветных иллюстраций ограничена. Рисунки должны быть вычерчены электронным образом и не перегружены лишней информацией. Если рисунки требуют электронного объёма более 800–1000 КБ, например фотографии или карты, то их следует продублировать, максимально уменьшив (менее 200 КБ), и дать в JPEG (для пересылки электронной почтой рецензентам, в редакции работают с оригиналами **б**ольшего объёма). Все словесные надписи на рисунках даются только на русском языке; все условные знаки обозначаются цифрами (курсивом) с расшифровкой в подрисуночных подписях. В тексте должны быть даны ссылки на все рисунки.

В конце статьи прилагается второй список литературы (**References**) на латинице для размещения его в журнале параллельно со списком литературы на русском языке. Оформление такого списка см. <http://ice-snow.igras.ru>.

Далее следует сообщить фамилию, имя и отчество автора, ответственного за связь с редакцией, а также номер его контактного телефона и краткие служебные данные. Статьи, не соответствующие указанным требованиям, рассматриваться не будут. При работе над рукописью редакция вправе её сократить. Автор, подписывая статью и направляя её в редакцию, тем самым передаёт авторские права на издание этой статьи журналу «Лёд и Снег».

При подготовке статьи для публикации в журнале авторы должны обязательно ознакомиться с более подробными правилами оформления статей на сайте журнала «Лёд и Снег» <http://ice-snow.igras.ru>

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

СОДЕРЖАНИЕ

Гляциологические исследования Института географии РАН на Эльбрусе в 2017 г.
(В.Н. Михаленко, С.С. Кутузов, И.И. Лаврентьев, П.А. Торопов, А.А. Абрамов, А.А. Полюхов). 292

Ледники и ледниковые покровы

В.Н. Михаленко, С.С. Кутузов, А.А. Екайкин, И.И. Лаврентьев, А.В. Козачек, Р.А. Чернов. Изотопный состав снега и льда на ледниках Новой Земли. 293

Д.А. Ганюшкин, К.В. Чистяков, И.В. Волков, Д.В. Банцев, Е.П. Кунаева, Н.Ф. Харламова. Новейшие данные об оледенении северного склона массива Таван-Богдо-Ола (Алтай). 307

А.Н. Мандычев, Р.А. Усубалиев, Э.А. Азисов. Изменения ледника Абрамова (Алайский хребет) с 1850 по 2014 г. 326

М.М. Адаменко, Я.М. Гутак, В.А. Антонова. Изменение климата и размеров ледников в горах Кузнецкого Алатау в 1975–2015 гг. 334

Снежный покров и снежные лавины

Д.В. Турков, В.С. Сократов, Т.Б. Титкова. Определение снегозапасов Западной Сибири по расчётам на модели локального тепловлагообмена SPONSOR с использованием данных реанализа. 343

Н.Н. Воропай, В.К. Власов. Особенности распределения снежного покрова на побережье озера Байкал. 355

Ю.В. Ефремов, А.В. Зимницкий. Снежный покров на Лагонакском нагорье (Западный Кавказ). 365

Т.В. Вшивцева, Р.А. Чернов. Пространственное распределение снежного покрова и поле температур в верхнем слое политермического ледника. 373

Морские, речные и озёрные льды

Г.В. Алексеев, С.И. Кузмина, Н.И. Глок, А.Е. Вязилова, Н. Е. Иванов, А.В. Смирнов. Влияние Атлантики на потепление и сокращение морского ледяного покрова в Арктике. 381

Палеогляциология

А.А. Величко, М.А. Фаустова, В.В. Писарева, Н.В. Карпухина. История Скандинавского ледникового покрова и окружающих ландшафтов в валдайскую ледниковую эпоху и начале голоцена. 391

Прикладные проблемы

И.А. Алехина, А.Л. Москвин, А.А. Екайкин, В.Я. Липенков. Фенольные соединения в скважине 5Г на станции Восток после вскрытия подледникового озера. 417

Экспресс-информация

S.V. Popov, S.S. Pryakhin, D.P. Bliakharskii, G.V. Pryakhina, S.V. Tyurin. Vast ice depression in Dălk Glacier, East Antarctica. 427