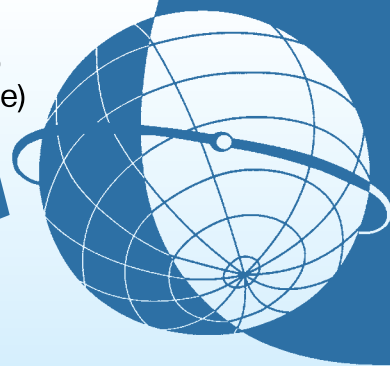


ISSN 2076-6734 (Print)
ISSN 2412-3765 (Online)



Лёд и Снег Ice and Snow



ТОМ **58**
№ **4**, 2018

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

Состав редколлегии:

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

Члены редколлегии:

д-р Т. Вихма (Финляндия), канд. геогр. наук Н.А. Володичева,
канд. геогр. наук А.Ф. Глазовский (зам. главного редактора),
д-р геогр. наук В.Н. Голубев, д-р П.Я. Гройсман (США),
д-р физ.-мат. наук С.С. Зилитинкевич, д-р геогр. наук В.Г. Коновалов,
д-р геогр. наук Н.И. Коронкевич, канд. геогр. наук В.Я. Липенков,
д-р геогр. наук Ю.Я. Мачерет, канд. геогр. наук А.А. Медведев,
д-р геогр. наук В.Н. Михаленко, д-р Ф. Наварро (Испания),
канд. геогр. наук Н.И. Осокин, д-р геогр. наук А.В. Панин,
канд. геогр. наук В.В. Попова, д-р Д. Райно (Франция),
д-р физ.-мат. наук А.Н. Саламатин,
акад. НАН Республики Казахстан И.В. Северский,
чл.-корр. РАН В.А. Семенов, канд. геогр. наук С.А. Сократов,
чл.-корр. РАН О.Н. Соломина (зам. главного редактора),
канд. геол.-минер. наук В.Е. Тумской, чл.-корр. РАН И.Е. Фролов,
канд. геогр. наук Т.Е. Хромова, д-р геогр. наук К.В. Чистяков

Editorial Board:

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

Members of the editorial board:

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

В подготовке журнала к печати принимали участие:

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

Адрес редакции журнала «Лёд и Снег»:

117312 Москва,

ул. Вавилова, 37, Институт географии РАН.

Тел.: 8 (499) 124-73-82

khronika@mail.ru

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

Фото на обложке: Северное ледяное поле Килиманджаро. Январь 2000 г.
Фото В.Н. Михайленко.

Photo on the cover: The Northern Ice Field of Mount Kilimanjaro, January 2000.
Photo by V. N. Mikhailenko.

© Российская академия наук, 2018
© Русское географическое общество, 2018
© Редколлегия журнала «Лёд и Снег» (составитель), 2018
© В.Н. Михайленко, 2018

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
INSTITUTE OF GEOGRAPHY

РУССКОЕ
ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО



RUSSIAN
GEOGRAPHICAL SOCIETY

Лёд и Снег

Том 58, №4, 2018

Ice and Snow

Contents

Glaciers and Ice Sheets

- V.V. Popovnin, Ya. Ye. Sergiyevskaya.* On a feedback of the share of avalanche alimentation with a glacier accumulation 437
- O.N. Solomina, I.S. Bushueva, P.D. Polumieva, E.A. Dolgova, M.D. Dokukin.* History of the Donguz-Orun Glacier from bioindication, historical, cartographic sources and remote sensing data 448
- R.A. Chernov, A.Ya. Muraviev.* Contemporary changes in the area of glaciers in the western part of the Nordenskjöld Land (Svalbard) 462

Snow Cover and Avalanches

- A.Y. Komarov, Y.G. Seliverstov, P.B. Grebennikov, S.A. Sokratov.* Spatio-temporal heterogeneity of the snow cover from data of the penetrometer SnowMicroPen 473
- T.B. Titkova, E.A. Cherenkova, V.A. Semenov.* Regional features of changes in winter extreme temperatures and precipitation in Russia in 1970–2015 486
- N.I. Koronkevich, A.G. Georgiadi, S.V. Dolgov, E.A. Barabanova, E.A. Kashutina, I.P. Milyukova.* Change in snow flood flow in the southern macro-slope of the Russian Plain in the period 1930–2014 498

Ground Ice and Icings

- Ju.N. Chizhova, Yu.K. Vasil'chuk.* Use of stable water isotopes to identify stages of the pingo ice core formation 507
- S.V. Alekseev, L.P. Alekseeva.* Geochemistry of ice in frost mounds in the valley of the River Sentsa (Oka plateau, East Sayan) 524

Sea, River and Lake Ice

- I.A. Bychkova, V.G. Smirnov.* Use of satellite data for detecting icebergs and evaluating the iceberg threats 537
- V.N. Baklagin.* Variability of the Lake Onega ice coverage in the period 2000–2018 according to the satellite data 552
- A.N. Chetyrbotsky, A.U. Lazaryuk.* Temperature and salinity distribution of sea ice cover according to experimental and model data (case study of Novik Bay of the Sea of Japan) 559

Reviews and News

- M.Yu. Moskalevsky A.Ya. Muraviev.* Polar Conference and Glaciological Symposium in Sochi, September 2018 569
- Contents of four issues of the Journal for 2018 574

Содержание

Ледники и ледниковые покровы

- В.В. Поповнин, Я.Е. Сергиевская.** Об обратной связи доли лавинного питания с аккумуляцией ледника 437
- О.Н. Соломина, И.С. Бушуева, П.Д. Полумиева, Е.А. Долгова, М.Д. Докукин.** История ледника Донгуз-Орун по биоиндикационным, историческим, картографическим источникам и данным дистанционного зондирования 448
- Р.А. Чернов, А.Я. Муравьев.** Современные изменения площади ледников западной части Земли Норденшельда (архипелаг Шпицберген) 462

Снежный покров и снежные лавины

- А.Ю. Комаров, Ю.Г. Селиверстов, П.Б. Гребенников, С.А. Сократов.** Пространственно-временная неоднородность снежной толщи по данным пенетрометра SnowMicroPen 473
- Т.Б. Титкова, Е.А. Черенкова, В.А. Семенов.** Региональные особенности изменения зимних экстремальных температур и осадков на территории России в 1970–2015 гг. 486
- Н.И. Коронкевич, А.Г. Георгиади, С.В. Долгов, Е.А. Барабанова, Е.А. Кашутина, И.П. Милюкова.** Изменение стока снегового половодья на южном макросклоне Русской равнины в период 1930–2014 гг. 498

Подземные льды и наледи

- Ю.Н. Чижова, Ю.К. Васильчук.** Изотопная индикация условий образования ледяных ядер булгунняхов (пинго) 507
- С.В. Алексеев, Л.П. Алексеева.** Геохимия льдов бугров пучения в долине р. Сенца (Окинское плоскогорье, Восточный Саян) 524

Морские, речные и озёрные льды

- И.А. Бычкова, В.Г. Смирнов.** Использование спутниковой информации для обнаружения айсбергов и оценки айсберговой угрозы 537
- В.Н. Баклагин.** Изменчивость ледовитости Онежского озера в период 2000–2018 гг. по спутниковым данным 552
- А.Н. Четырбоцкий, А.Ю. Лазарюк.** Распределение температуры и солёности морского ледяного покрова по экспериментальным и модельным данным (на примере бухты Новик Японского моря) 559

Обзоры и хроника

- М.Ю. Москалевский, А.Я. Муравьев.** Полярная конференция и Гляциологический симпозиум в Сочи (сентябрь 2018 г.) 569
- Содержание журнала за 2018 год 574

Обращение ко всем авторам статей, публикуемых в очередном номере журнала «Лёд и Снег»

На одном из своих заседаний в 2018 г. редколлегия одобрила идею помещения на сайт журнала (<http://ice-snow.igras.ru>) в свободном доступе материалов, дополняющих каждую статью выходящего номера журнала. Они помогут читателям быстро понять содержание статьи и определить для себя её важность, что увеличит число ссылок на публикуемые статьи. В связи с этим Редакция обращается с просьбой ко всем авторам, чьи статьи включаются в содержание очередного номера журнала, присылать в редакцию следующие материалы.

1. **Основные факты (Highlights)**, отражающие тему и результаты исследования — на русском и английском языках. Это — 3–5 лаконичных тезисов, которые описывают сущность исследования (результаты, выводы), подчёркивают его особенности и дополняют аннотацию. Каждый такой тезис должен содержать не более 100 символов, включая пробелы. В этих тезисах приводятся основные результаты работы, не повторяющие название статьи.

2. **Ключевой рисунок (Graphical Abstract)**. Данный рисунок должен представлять собой краткое и наглядное выражение основных результатов статьи. Это может быть ключевой рисунок из статьи или коллаж (сочетание нескольких статейных рисунков). Рисунок призван раскрыть содержание статьи читателю при первом рассмотрении и показать ему наиболее значимые детали исследования в иллюстративной форме. Он может представлять собой структурную схему, диаграмму, график, карту или картосхему, яркую фотографию; возможно его выполнение в цвете. К такому рисунку предъявляются определённые требования:

а) это должен быть **один (!)** отдельный файл в формате JPEG (предпочтителен для фотографий) или PNG (предпочтителен для рисунков со штриховками и однородными заливками), минимальное разрешение 200 точек на дюйм, объём не более 1 Мбайт; желательно, чтобы соотношение большей и меньшей сторон не превышало 1,5:1;

б) любой текст, пометки и название рисунка должны быть частью рисунка (т.е. всё это должно быть «зашито» в рисунок); размер шрифта должен позволять прочесть текст; старайтесь использовать шрифт без засечек (например Arial, но не Times New Roman);

в) рисунок (в сочетании с подрисовочными подписями) должен быть абсолютно понятен без текста статьи;

г) рисунок должен быть лаконичен и быстро восприниматься: не надо создавать лишние белые пространства, использовать служебные слова — «рисунок» (перед названием рисунка), «условные обозначения» и пр.;

д) поскольку рисунок обращён преимущественно к англоязычной аудитории, то все подписи на рисунке, как и его название, должны быть даны на английском языке. Можно предоставить второй файл рисунка с текстом на русском для размещения в русскоязычном разделе сайта.

Для примера можно ознакомиться с материалами, представленными на сайте журнала «Известия Академии наук. Серия географическая» (<http://izvestia.igras.ru/jour>).

Редакция оставляет за собой право вернуть на доработку авторам материалы с ошибками и не соответствующими требованиям (с указанием замечаний), а также не публиковать такие материалы при отсутствии исправлений. Кроме того, редакция по своему усмотрению может внести в материалы исправления согласно указанным выше требованиям.

Рассылка содержаний ведётся отдельно на русском и английском языках по имеющейся базе электронных адресов. Будем рады видеть Вас и Ваших заинтересованных коллег, в том числе зарубежных, среди наших получателей. Подписаться на обе версии рассылки можно на странице Журнала и на сайте Института географии РАН: <http://www.igras.ru/1037>

Ледники и ледниковые покровы

УДК 551.321

doi: 10.15356/2076-6734-2018-4-437-447

Об обратной связи доли лавинного питания с аккумуляцией ледника

© 2018 г. В.В. Поповнин, Я.Е. Сергиевская

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
begemotina@hotmail.com

On a feedback of the share of avalanche alimentation with a glacier accumulation

V.V. Popovnin, Ya.Ye. Sergiyevskaya

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia
begemotina@hotmail.com

Received January 20, 2018

Accepted July 15, 2018

Keywords: *accumulation, avalanche alimentation, glacier, snow avalanche, snow depth survey.*

Summary

Releases of avalanches are an important factor of snow accumulation for many mountain glaciers. However, the quantitative estimate of the share of avalanche snow in the incoming part of the mass balance has not yet been standardized due to the lack of a universal methodological scheme for the calculation and collection of actual material. In rare cases, e.g. for the Djankuat Glacier in the Caucasus, this problem is partly solved. Here, the conceptual basis of the required calculations is created, and the input information has been supplied for many years by the route snow-measuring profiling performed in the spring close to the date of the maximum of seasonal snow reserves and accompanied by direct field mapping. Annually, avalanche deposits attributed to additional snow income from outside the glacier are recorded in all high-altitude morphological zones, with the exception of the lowest (< 2850 m) hypsometric belt, although in the half-century history of monitoring there were cases when snow avalanches reached it. The volume of avalanche deposits was calculated for 15 years after 1991/92, and each time it correlated with the gross snow accumulation of the corresponding balance year. The contribution of snow avalanches to the income of substances on the glacier varies from 1.8 to 10.0% and averages 4.7%. Paradoxical (but only at first glance) conclusion based on the analysis of data on volumes of avalanche and total accumulation is the feedback of these indicators ($r = -0.58$). It should be noted that the share of avalanche contribution to alimentation of the glacier has a more convincing feedback with accumulation and background snow content of winter ($r = -0.72$). Probably, the revealed tendency of increasing role of the additional avalanche alimentation in low-snow years (and vice versa) is not limited by the only reference object, and it is true for any glacier prone to the avalanche influence.

Citation: Popovnin V.V., Sergiyevskaya Ya.Ye. On a feedback of the share of avalanche alimentation with a glacier accumulation. *Led i Sneg. Ice and Snow.* 2018. 58 (4): 437–447. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2018-4-437-447.

Поступила 20 января 2018 г.

Принята к печати 15 июля 2018 г.

Ключевые слова: *аккумуляция, лавинное питание, ледник, снегомерная съёмка, снежная лавина.*

На основе полевых измерений и вычислений по оригинальной методике рассчитана доля лавинного питания ледника Джанкуат за 15 сезонов. Вклад снежных лавин в приход вещества варьирует от 1,8 до 10,0% и в среднем составляет 4,7%. Установлено, что доля лавинной подпитки и абсолютные объёмы лавинной аккумуляции связаны обратной зависимостью с фоновой снежностью зимы и общим объёмом накопившегося на леднике зимнего снега.

Введение

Для большого числа ледников, расположенных в отрицательных формах рельефа (каровые, долинные и т.д.), вклад в общую аккумуляцию вносят снежные лавины. Поступление вещества

на ледник в форме седиментации твёрдых осадков чаще всего оказывается основным источником питания, поэтому оно хорошо изучено и измеряется на всех ледниках, где ведутся балансовые наблюдения. Проблеме же лавинного питания посвящено мало работ [1–3]. В миро-

вой гляциологии нет единой универсальной методики оценки доли лавинного питания ледников ν , поэтому количественные данные об этом показателе на основе полевого материала практически отсутствуют. Помимо авторского метода, результаты применения которого будут изложены далее, к числу единичных попыток распознавания лавинных отложений в общей массе снега, отложенного за сезон аккумуляции, следует отнести эксперимент, предпринятый на леднике Роллстон [4] в Новой Зеландии при радиолокационном профилировании: признаком идентификации лавинных масс служил видоизменённый сигнал отражения радарных лучей, обусловленный аномальной насыщенностью снежной свиты литогенным лавинным мусором.

Установить роль лавинного питания в балансе массы конкретного горного ледника — задача нетривиальная, и не так давно она была решена на примере ледника Джанкуат [5], когда была предложена оригинальная методика количественной оценки значения ν , реализованная на выбранном леднике для сезона 1998/99 г., наиболее приближенного к норме аккумуляции за весь период инструментального мониторинга, начатого в 1967/68 г. Следующий этап изучения роли лавин в состоянии ледника — выяснение зависимости ν от фоновой снежности прошедшей зимы. Именно этому и посвящена настоящая работа. Основой послужил статистический анализ архивного материала ледникового отряда МГУ имени М.В. Ломоносова за 15 сезонов после 1991/92 г., для каждого из которых по упомянутой здесь методике удалось рассчитать валовую аккумуляцию V лавинного снега на всём леднике и её долю $\nu = V/b_w$ в общей величине прихода вещества b_w соответствующего балансового года.

К понятию лавинного питания

Аккумуляция включает в себя все параметры, которые увеличивают массу ледника, поэтому, кроме выпадающего снега, к ней следует относить и образование изморози, и замерзание дождевой воды в снежном покрове, и метелевый привнос, и в том числе — снежные лавины [6]. Однако далеко не все снеголавинные процессы на леднике вносят свою лепту в пополнение его массы. К категории лавинного питания следует относить только

те объёмы снега, которые принесены на поверхность ледника лавинами, сходящими из-за его пределов, тогда как лавины, зарождающиеся и сходящие в пределах ледника, должны рассматриваться как лавинное перераспределение, не влияющее на изменение массы ледника.

Режим ледников с заметной ролью лавинного питания имеет свои отличительные особенности. Накопление избыточных лавинных масс в любых гипсометрических поясах ледника способно кардинально исказить конфигурацию аккумуляционных кривых и нарушить устойчивость высотного градиента аккумуляции там, где о нём можно вести речь. Помимо прямого увеличения водного эквивалента приходной статьи вещественного баланса b_w , этот процесс будет благоприятно влиять на состояние ледника и в отношении расходной статьи. В дальнейшем снежные избытки лавинных отложений могут и перелетовывать (в том числе и на языке, образуя там «островки» области питания), но даже без этого лавинные конусы будут сохраняться дольше в период абляции, чем менее мощный снежный покров, сформированный непосредственно из выпавших твёрдых атмосферных осадков. Поэтому переход типа ледниковой поверхности из категории снега к имеющим более низкие величины альбедо категориям льда или фирна будет отложен на более поздние летние сроки. В результате создадутся предпосылки к снижению итогового расхода вещества данного балансового года, что будет способствовать некоторому смещению результирующего баланса массы в сторону положительных значений.

О масштабах привноса лавинного снега можно судить по размерам лавинных снежников в горах. Мощность лавинных снежников на Кавказе и Тянь-Шане — как на ледниковых, так и на неоледенелых поверхностях — может составлять 15–25 м, но некоторые особо крупные конусы выноса лавин достигают толщины 40 и даже 50 м [2, 7]. Известны исключительные случаи, когда лавинные снежники толщиной до 100 м стаивали в долинах рек в течение нескольких лет.

Число лавин и их объёмы увеличиваются с ростом снежности, но суммарное количество аккумулярованного за зиму снега — лишь одна из характеристик сезона по интенсивности снеголавинных проявлений. Другие обстоятельства, отражающие синоптическую специфику зим-

него периода (оттепели, обильные снегопады, метелевый перенос и т.п.) через результирующие стратиграфические и диагенетические особенности накопившейся снежной толщи, могут спровоцировать сход лавин и в относительно малоснежные годы.

Всё это показывает, что лавинное питание, будучи неотъемлемым свойством большей части горных ледников и играя принципиальную роль в их режиме, подвержено значительной вариации во времени даже для одного конкретно взятого гляциологического объекта. Оценивать эту изменчивость необходимо путём совокупного анализа как морфологических особенностей горно-ледникового бассейна, так и (хотя бы косвенно) метеорологической обстановки исследуемого периода. Только количественно параметризовав диапазон флуктуаций доли лавинной подпитки ледника, можно судить о том, насколько снеголавинные процессы способны помочь леднику противостоять неблагоприятным для него климатическим трендам современной эпохи.

Объект наблюдения и сбор входных параметров

Ледник Джанкуат на данный момент можно с уверенностью назвать самым изученным ледником России. Со времени проведения МГД (1965–1974 гг.), когда этот ледник был выбран в качестве одного из репрезентативных ледников Советского Союза, на нём ни разу не прерывался ежегодный прямой инструментальный мониторинг. К настоящему времени здесь накоплен ряд наблюдений за параметрами внешнего массоэнергообмена продолжительностью в 50 лет.

Разработанная на леднике Джанкуат методика расчёта доли лавинного питания [5] подразумевает наличие сведений о площади распространения лавинных отложений и их мощности при непереносимом размежевании лавин, зародившихся на крутых участках самого ледника, и лавин, сошедших за его пределы. (Опустим здесь рассмотрение процедуры сбора полевых данных и расчётной методики, чтобы не дублировать первоисточник.) Эту исходную информацию получают непосредственно в поле при выполнении весенних снегомерных работ, приуроченных примерно к дате максимума сезонных снегозапасов. Такие снегосъёмки ведутся

на репрезентативном леднике с 1967/68 г. для расчёта приходной статьи вещественного баланса b_w . На протяжении последних 35 лет в поле картографируются лавинные отложения (рис. 1). Весь этот информационный массив позволяет оценить причины вариации доли лавинной подпитки ледника v за последние десятилетия. Для расчётов всех показателей на леднике Джанкуат традиционно используют систему высотно-морфологических зон (ВМЗ): всю поверхность ледника подразделяют на 13 частей на основе однородности морфологии и высотного диапазона.

Изменчивость доли лавинного питания

Концептуально задача определения доли лавинного питания v сводится к подсчёту валового объёма снега V , поступившего на поверхность ледника извне, т.е. с окружающих склонов, и соотношению его с объёмом общей аккумуляции (зимнего баланса) ледника b_w за рассматриваемый сезон. В свете поставленной задачи валовые объёмы V и b_w следует перевести в водный эквивалент — тогда численные пропорции объёмных мер будут тождественны пропорциям для категории массы вещества. Водный эквивалент величины b_w рассчитывается как весовое среднее, с одной стороны, водозапаса нелавинного (седиментационного) снега по снегомерным значениям, вычисленным с помощью средней по всему разрезу плотности сезонного снежного покрова (по опорным шурфам для каждого гляциоморфологического пояса ледника), а с другой, лавинного снега (т.е. V), который, очевидно, должен отличаться по плотности от седиментационного. Отметим, что проходить шурфы в нижних частях лавиносборов на даты максимума снегозапасов для денсиметрии лавинного снега нельзя по правилам безопасности.

Однако в полувековой истории работ ледникового отряда МГУ на леднике Джанкуат есть три незаслуживающих рекомендации к повторению факта проходки шурфов в лавинных конусах. Несмотря на то, что все они относятся к годам разной снежности и к разным высотным интервалам, средняя по разрезу плотность лавинных отложений всякий раз оказывалась одинаковой и равной $0,56 \text{ г/см}^3$. Из-за этого, с некоторой долей условности, плотность лавин-

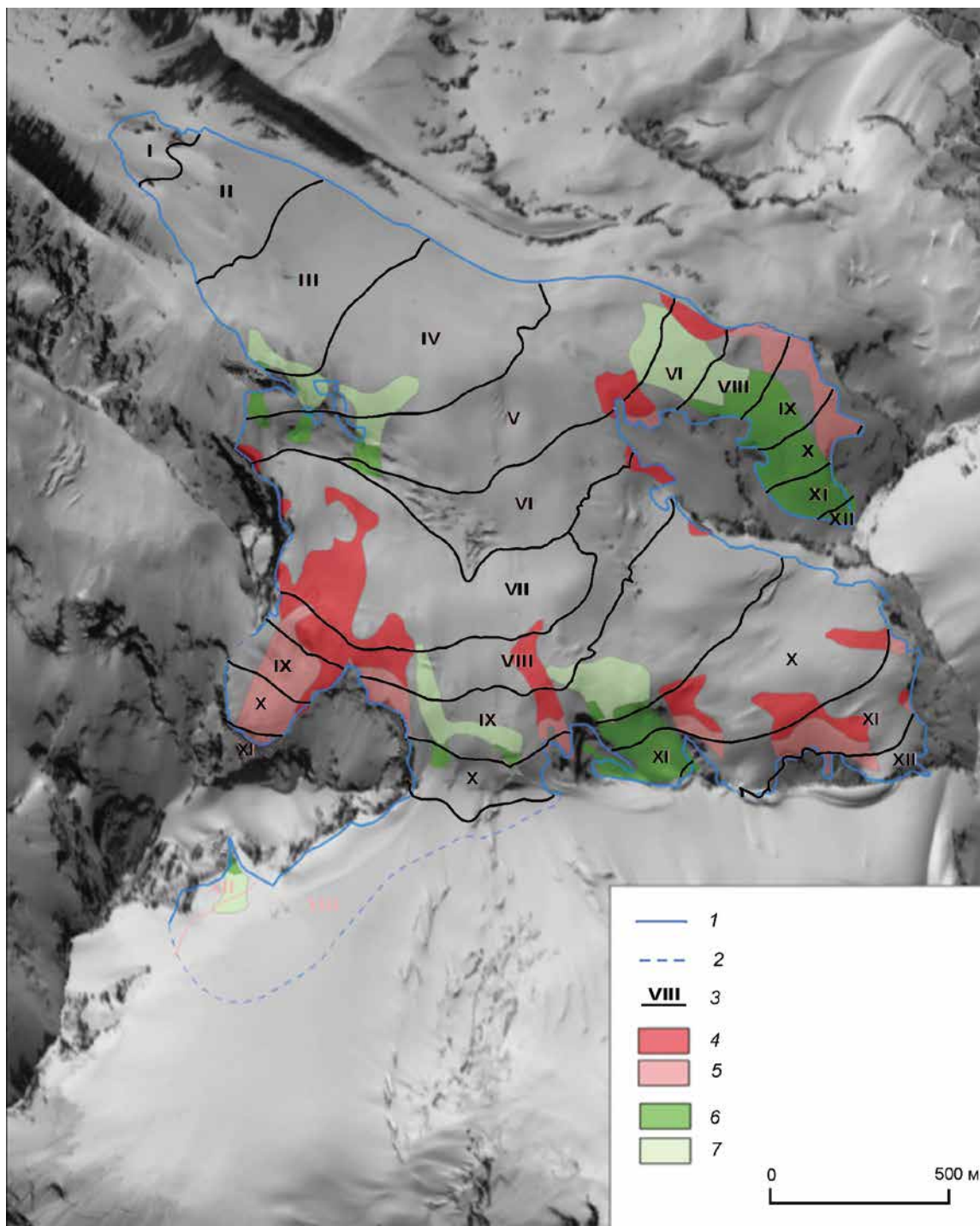


Рис. 1. Зоны воздействия лавин на поверхность ледника Джанкуат на примере 2001/02 г. Основа: космический ортофотоснимок IRS-P5 (CartoSat-1) от 21.05.2008, пространственное разрешение 2,5 м.

1 – границы ледника; 2 – ледоразделы; 3 – границы высотно-морфологических зон и их номера; 4, 5 – участки воздействия лавин, сходящих из-за пределов ледника: 4 – область аккумуляции, 5 – зона транзита; 6, 7 – участки воздействия лавин, сходящих в пределах ледника: 6 – область аккумуляции, 7 – зона транзита

Fig. 1. Areas of snow avalanche impact over the Djankuat Glacier surface (a case study of 2001/02 balance year). Plotting background: space ortho-photo image IRS-P5 (CartoSat-1), 21.05.2008, with a spatial resolution of 2,5 m.

1 – glacier boundary; 2 – ice divides; 3 – boundaries of alti-morphological zones and their numbers; 4, 5 – impact areas of avalanches from outside the glacier: 4 – accumulation area, 5 – transit zone; 6, 7 – impact areas of avalanches from inside the glacier: 6 – accumulation area, 7 – transit zone

Вклад снежных лавин в питание ледника Джанкуат

Балансовый год	Зимний баланс b_w , мм в.э.	Аномалия зимнего баланса, %	Суммарный объём аккумуляции, млн м ³ в.э.	Абсолютный объём лавинного питания V , млн м ³ в.э.	Доля лавинного питания v , %
1991/92	1950	–17	6,6763	0,4247	6,4
1992/93	3180	+33	10,7577	0,2473	2,3
1993/94	2070	–13	7,0049	0,3423	4,9
1994/95	2540	+6	8,5954	0,2636	3,1
1995/96	2270	–5	7,6817	0,4457	5,8
1998/99	2430	+1	7,6618	0,4649	6,1
1999/00	2490	+4	7,4924	0,3186	4,3
2000/01	2420	+1	7,2818	0,2330	3,2
2001/02	2900	+20	8,7261	0,3299	3,8
2002/03	2630	+8	7,9137	0,2867	3,6
2003/04	3220	+31	9,6890	0,1745	1,8
2004/05	3120	+27	9,3881	0,3104	3,3
2005/06	2290	–7	6,8906	0,6859	10,0
2006/07	1950	–20	5,7135	0,5437	9,5
2007/08	2430	–1	7,1199	0,2233	3,1

ного снега с 1980-х годов принимается в расчётах константой 0,56 г/см³.

Накопленная за полувековой период мониторинга база данных по леднику Джанкуат позволяет применить упомянутую здесь методику расчёта v для вполне представительного массива информации последних десятилетий. Подобным образом обработано уже 15 сезонов: с 1991/92 по 1995/96 г. и с 1998/99 по 2007/08 г. Данные для расчёта доли лавинного питания в этой выборке приведены в таблице.

Аккумуляция (зимний баланс) b_w каждого сезона — один из ключевых параметров, характеризующих состояние ледника в конкретном году, поэтому эти значения поставляются в глобальную базу данных Всемирной службы мониторинга ледников в Цюрихе и выкладываются для общего доступа на сайте www.wgms.ch. Аномалия каждого сезона в таблице отражает отклонение соответствующего значения b_w относительно средней многолетней величины с начала мониторинга в 1967/68 г. Поскольку эти средние величины ежегодно обновляются, одно и то же значение b_w для разных лет знаменует собой всякий раз разную аномалию в третьей графе таблицы. Например, в 1998/99 и 2007/08 гг. на леднике было зафиксировано одинаковое значение приходной составляющей баланса массы — 2430 мм. Однако к 1998/99 г. средняя многолетняя величина аккумуляции равнялась 2400 мм, тогда как

к 2007/08 г. она увеличилась до 2450 мм, поэтому в первом случае аномалия сезона оценена в таблице как +1%, а во втором — как –1%. Отметим, что тенденция неуклонного роста средних многолетних величин аккумуляции с каждым годом проявляется отчётливо в течение всего 50-летнего периода инструментальных наблюдений и даже эпизод относительной её инверсии в сторону некоторого снижения, отмечаемой на репрезентативном леднике Центрального Кавказа в начале 2010-х годов, не сильно её нарушает. Анализ выборки сезонов аккумуляции показал, что в исследуемый период преобладали годы с повышенной снежностью: таких сезонов оказалось девять из 15, тогда как в шести случаях снегонакопление было ниже многолетних норм.

Последующий пересчёт водного эквивалента b_w из общепринятых удельных единиц измерения (мм) в валовые кубические метры выполняется через значения площади ледника, которые периодически пересчитывались по материалам повторного картографирования и обновляемым примерно раз в 6–8 лет топографическим основам. Значения b_w в объёмных категориях приведены в четвёртой графе таблицы. В отличие от первого опыта подобных вычислений [5], по нашему мнению, целесообразно использовать в расчётах не площадь ортогональной проекции, а истинную (физическую) площадь, т.е. поверхность криволинейной развёртки ледника, так как

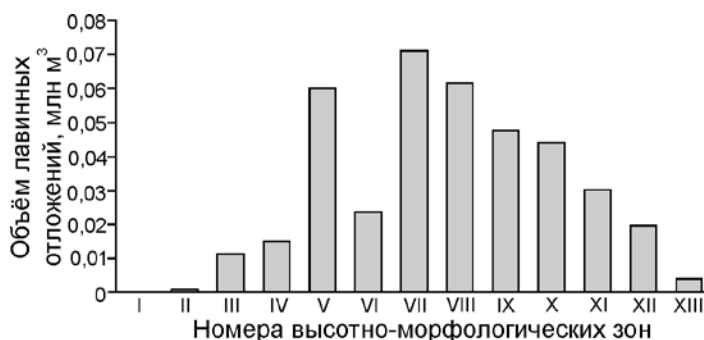


Рис. 2. Распределение среднего многолетнего объёма лавинного снега по высотно-морфологическим зонам ледника Джанкуат

Fig. 2. Long-term mean volume of snow avalanche deposits by alti-morphological zones of the Djankuat Glacier

разновременные ЦМР, составленные по итогам серии съёмок ледника в разные годы, позволяют её параметризовать, а промеры толщины накопившейся снежной толщи в процессе снегомерных работ проводятся на Джанкуате по нормали к дневной поверхности ледника. В соответствии с господствующими эволюционными трендами последнего времени физическая площадь ледника постепенно уменьшается, составляя на последний 2007/08 г. выборки 2,930 км².

Было уточнено и вычисление объёма лавинной аккумуляции по сравнению с методикой Поповнина—Пылаевой путём исключения из расчётов значений снегонакопления в тех точках лавинных аппаратов, где водный эквивалент накопившихся снежных толщ уступал осреднённому значению водозапаса нелавинного снега в соответствующей высотно-морфологической зоне. Несмотря на изначальное, ещё на полевом этапе, картографическое отнесение таких точек к категории нелавинных и исходя из текстуры снежного покрова, выявляемая при расчётах подобная отрицательная лавинная аккумуляция трактовалась как приуроченность пункта не к конусу выноса, а к зоне транзита: отсюда лавина могла увлечь за собой часть снега атмосферного происхождения и перераспределить его в пределах контура своего воздействия. Картографическое разграничение не только лавинных и нелавинных отложений, но и зон транзита и аккумуляции лавинных аппаратов на территории ледника, пример которого представлен на рис. 1, — важный элемент разработанной расчётной схемы.

По этой усовершенствованной методике были просчитаны все 15 балансовых сезонов, представленных в таблице. Установлено, что вклад лавин в питание ледника Джанкуат варьирует от 1,8% (в 2003/04 г.) до 10,0% (в 2005/06 г.) и в среднем составляет 4,7%. При этом максимум 2005/06 г. вы-

ражен особенно ярко. В том сезоне во всех высотно-морфологических зонах отмечался избыток лавинного снега, а в IX зоне лавинная аккумуляция превысила среднее многолетнее значение почти втрое. В этот сезон наблюдался сход особо крупных лавин со склона горы Джантуган.

Распределение лавинных конусов на леднике Джанкуат из года в год почти одинаково: несколько варьируют их контуры, но расположение основных очагов схода лавин и конфигурация лавиносборов кардинально не меняются. На колебания объёма лавинной подпитки большее влияние оказывает толщина лавинных отложений, чем их площадь, которая меняется год от года незначительно. На рис. 2 видно, что наибольшее воздействие лавин (т.е. общей массы лавинного снега) наблюдается в V, VII и VIII высотно-морфологических зонах, где и находятся основные места схода лавин. В основном это лавины со склонов горы Джантуган (см. рис. 1).

Лавинный привнос снега отмечается не во всех высотно-морфологических зонах: до двух самых нижних, I и II, лавины обычных размеров не доходят из-за выполаживания этой части ледника. Отметим, однако, что из-за продолжающейся деградации ледника и отступления его фронта меняется морфометрия его концевой части — язык становится всё более крутым, поэтому в самые последние годы лавинные отложения изредка регистрируются уже и в I, и II зонах (особенно ярко это проявилось весной 2018 г.). В XIII высотно-морфологической зоне крупные лавины также редки. Это связано с тем, что в пригребневом поясе ледника относительная высота окружающих скальных стенок невелика и не располагает к формированию лавин значительного объёма. Во всех остальных зонах накопление снега за счёт лавинного механизма происходит систематически (см. рис. 2).

Значения осреднённой лавинной аккумуляции в пределах высотно-морфологических зон варьируют от 950 м³ в зоне II до 70 906 м³ в зоне VII. Такие объёмы характеризуют суммарное к моменту максимума сезонных снегозапасов накопление лавинных отложений, т.е., скорее всего, это — итог большого числа мелких, а не отдельных крупных лавин. Воздействие крупных лавин проявляется, прежде всего, в аномалиях дальности выброса, когда лавинные массы отмечаются на участках редкой повторяемости уже в пределах языка.

Доля лавинного питания и фоновая снежность зим

Таблица показывает, что объёмы лавинных накоплений на леднике на порядок меньше суммарной аккумуляции: максимальная доля лавинной составляющей питания ледника составляет 10%. И здесь возникает вопрос: как и насколько эти параметры связаны между собой? Логично предположить, что зависимость здесь прямая: чем более многоснежна зима, тем больше лавин сходит и тем большее значение они играют в питании ледника. Однако фактические данные измерений опровергают такие предположения.

Эта кажущаяся очевидной логика нарушается уже на этапе поиска связи между абсолютными (валовыми) величинами прихода вещества на ледник — частичного за счёт лавин V и итогового зимнего баланса b_w . Сопоставление их количественных оценок за 15 лет выборки дано на рис. 3, который выглядит, на первый взгляд, парадоксально: налицо все признаки не прямой, а обратной зависимости. Разумеется, при весьма невысоком значении коэффициента корреляции ($r = -0,58$) её сложно признать значимой и строго функциональной, но качественная сторона установленной закономерности не вызывает сомнений. Она прослеживается для сезонов, экстремальных по снежности за анализируемые 15 лет. (Поясним, что под снежностью здесь следует понимать лишь измеряемое на леднике итоговое количество сезонного снега b_w , а не более сложную трактовку этого термина, которой придерживаются, например, Н.А. Володичева и А.Д. Олейников [8, 9].) Так, самая многоснежная зима исследуемых лет — сезон 1992/93 г. (которая за весь полувековой период инструмен-

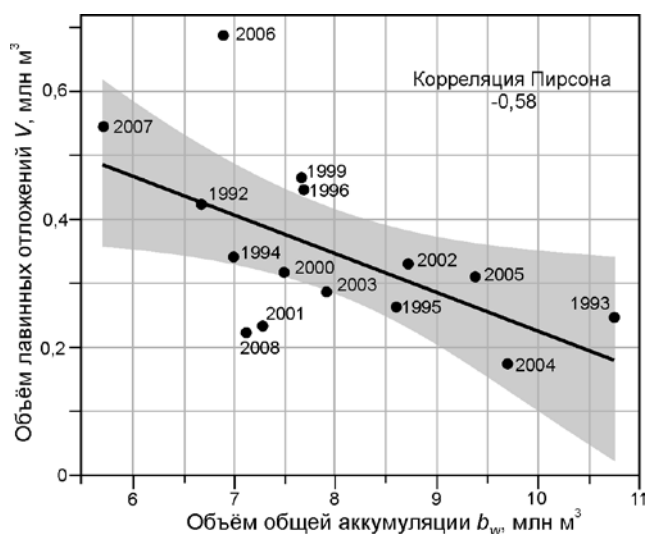


Рис. 3. Связь между абсолютными значениями объёмов аккумуляции b_w и лавинного привноса снега V (в водном эквиваленте, млн м³) за разные годы на леднике Джанкуат.

Серым цветом показан доверительный интервал

Fig. 3. Relationship between volumes of accumulation b_w and avalanche feeding V (mln m³ w.e.) of the Djankuat Glacier for different years.

Confidence interval is highlighted in grey

тального масс-балансового мониторинга на леднике Джанкуат уступала по объёму аккумуляции только уникальному 1986/87 г., отвечающему 1%-й обеспеченности b_w) — характеризовалась одной из самых небольших величин лавинного питания. Наоборот, минимум снежности среди 15 лет наблюдений пришёлся на 2006/07 г., когда на леднике были зафиксированы чрезвычайно большие объёмы лавинного снега, уступающие только предыдущему году.

Обратной выглядит и связь между объёмом лавинного снега и аккумуляцией на леднике Джанкуат, выраженной в слое воды. Эта связь отражена на рис. 4, который близок, но не тождествен рис. 3, абсциссы которого учитывают постоянно меняющуюся (сокращающуюся) площадь ледника. Тем не менее, общность облика очевидна. Рассматриваемые 15 сезонов характеризуются большим разбросом показателей зимней аккумуляции b_w — от 1950 мм в.э. (2006/07 г.) до 3220 мм в.э. (2003/04 г.). Распределив эти 15 зим в три градации по степени многоснежности, легко вывести осреднённые значения V для каждой из них: в малоснежные годы (1991/92, 1993/94, 1995/96, 2005/06, 2006/07 гг.) лавины

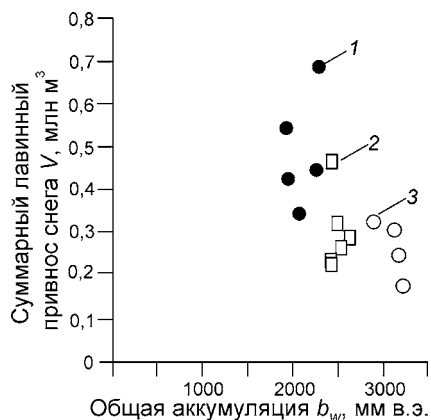


Рис. 4. Связь между зимним балансом (аккумуляцией) b_w в слое воды (мм в.э.) и объёмом лавинного привноса снега V (в водном эквиваленте, млн m^3) на леднике Джанкуат за мало- (1), средне- (2) и много- (3) снежные зимы

Fig. 4. Relationship between winter balance b_w (mm w.e.) and bulk avalanche feeding v (mln m^3 w.e.) of the Djankuat Glacier for low-snow (1), medium-snow (2) and high-snow (3) winter seasons

приносили на поверхность ледника в среднем по 0,4885 млн m^3 в.э. снега; в средние по снежности (1994/95, 1998/99, 1999/2000, 2000/01, 2002/03, 2007/08 гг.) — по 0,2984 млн m^3 в.э.; в многоснежные (1992/93, 2001/02, 2003/04, 2004/05 гг.) — по 0,2655 млн m^3 в.э. Налицо обратная зависимость.

Ещё отчётливее обратный характер зависимости выражен при соотношении аккумуляции b_w на леднике с долей лавинного питания v на основании данных таблицы. Несмотря на то, что и в этом случае связь остаётся далёкой от функциональной, модуль коэффициента корреляции (рис. 5) существенно возрастает: $r = -0,72$.

Таким образом, результаты натурных измерений приводят к неожиданному заключению: в менее снежные сезоны роль лавин в питании ледника становится более заметной, достигая 10% суммарной сезонной аккумуляции. Большинство пар значений использованной генеральной совокупности попадают на рис. 3 и 5 в пределы доверительного интервала 2σ линейной регрессии, статистически подтверждая правомерность гипотезы об обратной связи рассматриваемых величин. Только точки, принадлежащие трём сезонам из 15, выходят от аппроксимирующей линии за пределы интервала 2σ . Сильнее всего отстоит точка, соответствующая 2005/06 г.: в том году лавинная под-

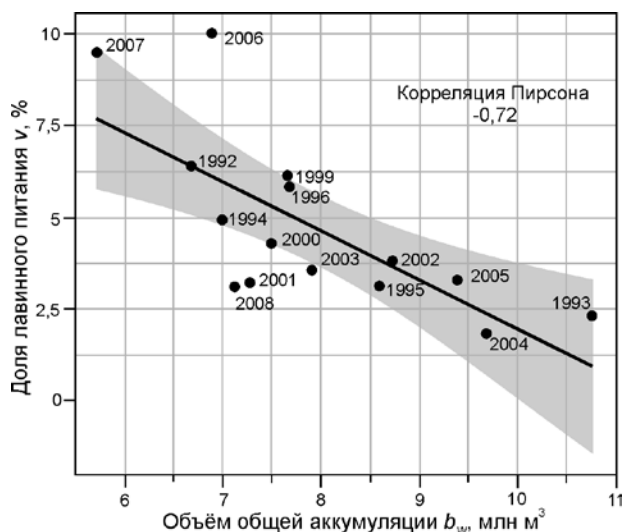


Рис. 5. Связь между абсолютными значениями объёмов аккумуляции b_w (в водном эквиваленте, млн m^3) и долей лавинного питания v (%) за разные годы на леднике Джанкуат.

Серым цветом показан доверительный интервал

Fig. 5. Relationship between volumes of accumulation b_w (mln m^3 w.e.) and share of avalanche feeding v (%) of the Djankuat Glacier for different years.

Confidence interval is highlighted in grey

питка приобрела несколько большую роль, чем ей предписывала пониженная фоновая снежность (аномалия составила -7%). Две другие точки, отражающие среднеснежные зимы 2000/01 и 2007/08 гг. ($+1\%$ и -1% аномалии соответственно), наоборот, означают ощутимо более слабую лавинную подпитку, чем можно было бы ожидать. Данные исключения указывают лишь на то, что масса выпавшего за зиму снега — не единственный фактор, определяющий лавинную прибавку. Конечно, особенности синоптических ситуаций, которые влияют на стратиграфические преобразования в снежном пласте при его диагенезе, могут отклонять закономерную скоррелированность b_w и v в ту или иную сторону. Тем не менее, зависимости стохастическими при этом всё-таки не становятся.

Дискуссия

Обратная связь между долей лавинного питания v и фоновой снежностью зимы только на первый взгляд кажется парадоксальной. Объяснить её можно на основе элементарной матема-

тической логики. Если параметр ν представляет собой отношение $\nu = V/b_w$, то очевидно обратное соотношение между ν и b_w : в более снежные годы знаменатель увеличивается и доля лавинного питания приобретает предпосылки к уменьшению и наоборот. При стремлении $V \rightarrow \text{const}$ обратная связь вообще становится однозначной. Разумеется, эта абстракция в реальных условиях не выдерживается. Но если вариабельность b_w предопределена изменчивостью зимних погодных условий, аномалии которых колеблются в очень широких пределах вслед за ежегодной спецификой глобальной циркуляционной системы, то суммарный объём лавинных отложений V несколько больше «зарегулирован» неизменным во времени фактором рельефа. Как отмечалось ранее, зоны накопления снеголавинных масс не сильно различаются по своему пространственному положению из года в год, будучи приурочены к одним и тем же элементам окружающего рельефа, способным играть роль потенциальных очагов возникновения лавин; варьируют лишь толщина накопившегося в этих очагах снега и как следствие — дальность выброса. Поэтому влияние числителя (прямая связь с ν) уступает влиянию знаменателя (обратная связь).

Интересно другое. Даже абсолютный объём лавинных масс V (см. рис. 3 и 4) неожиданно обнаруживает признаки обратной связи со снежностью зимы (т.е. с итоговым снегонакоплением на поверхности ледника b_w), что только усугубляет результирующий эффект обратной связи (ν , b_w) из-за прямой зависимости ν от V . Насколько парадоксален этот факт?

В работах К.С. Лосева [2, 10] высказываются идеи, что лавинное питание может играть большую роль при меньшей снежности зимы. Но он и другие исследователи видят причину этого в том, что при общей небольшой аккумуляции в результате особенно интенсивного весеннего снеготаяния на поверхность ледника сходит избыточное число лавин, которые дополнительно и существенно подпитывают ледник.

Большой лавинный снос снега не всегда обусловлен многоснежьем. Часто причина значительного числа лавин — сильные оттепели или интенсивные снегопады при относительно малоснежной зиме.

Ещё один фактор, который может влиять на лавинную активность в сезоны разной

снежности, — ход зимних температур и характер снежной толщи, которая формируется на окружающих ледник склонах. В сезоны большей снежности на склонах накапливается большое количество снега, но на фоне высоких зимних температур (в условиях циклональной погоды) снежная толща становится более стабильной, тем самым уменьшая число лавин. Вероятно, в годы с частыми и обильными снегопадами при относительно высокой температуре создаются условия для быстрого уплотнения снежного покрова на склонах. Во время снегопадов в лавинообразовании, как правило, участвует только верхний слой рыхлого снега, доля которого снижается с увеличением толщины снежного покрова и крутизны склона. Объёмы лавин из рыхлого сухого снега обычно относительно невелики. Такие лавины могут останавливаться на склонах, не достигая поверхности ледника.

Малое же количество выпадающего снега и низкая температура благоприятны для интенсивной сублимационной перекристаллизации и температурно-градиентного метаморфизма, что способствует разрыхлению определённых горизонтов снежного покрова. Интенсивность процесса перекристаллизации тем сильнее, чем больше градиент температуры. Таким образом, несмотря на меньший объём снежного покрова на склонах, в результате процессов метаморфизма могут уменьшаться удерживающие его силы сцепления, что способствует его переносу на поверхность ледника в виде лавин. Заметим, что в подобных случаях это будут лавины небольших объёмов, которые останавливаются на склоне или в вершине конуса выноса.

Корреляция между исследуемыми показателями статистически достоверна, но есть сезоны, когда доля лавинного питания сильно отстоит от аппроксимирующей прямой регрессионной линии и даже выходит за пределы доверительного интервала (отмечен серым фоном на рис. 5). Здесь не исключён и субъективный фактор, вызывающий рабочие погрешности эмпирических данных. Естественно, что в зимы значительной снежности снегомерные наблюдения в пределах лавинных конусов особенно опасны, поэтому отдельные участки могут выпадать из ареала снегомерного профилирования, что вызывает необходимость косвенных расчётов для построения континуального поля аккумуляции.

В многоснежные годы сам процесс выполнения снегомерных работ становится более сложным и часть точек, попадающих под воздействие лавин, может остаться неучтённой, так как их не удаётся распознать наощупь.

Несмотря на отмеченные издержки, предположение об обратной связи доли лавинного питания ледника и фоновой снежности зим, сделанное в результате настоящего исследования, аргументировано качественно и количественно с учётом единства методики сбора фактического материала и последующего анализа за все 15 сезонов. В перспективе намечается несколько путей развития данной темы:

1) увеличение длины временного ряда, для которого рассчитаны доли лавинного питания, с целью установления временных закономерностей изменчивости роли снежных лавин в питании ледника Джанкуат;

2) совершенствование методики сбора полевых данных — более детальные снегомерные работы в пределах зон лавинного воздействия (в том числе с помощью радиолокации);

3) применение существующей методики на другом опорном объекте для проверки универсальности гипотезы об обратной связи между долей лавинного питания и фоновой аккумуляцией.

Важное следствие из затронутой проблемы — выяснить, как изменение лавинных процессов из-за прогрессирующих глобальных изменений климата отразится на балансе массы ледника в будущем. Дальнейший рост температуры воздуха в высокогорье на определённой стадии приведёт к увеличению снежности зим и, очевидно, к изменению снеголавинного режима. Мнения об эффекте грядущего потепления зим на активность лавин сильно расходятся [11–13 и др.], но, вне всякого сомнения, в итоге изменится и внешний массоэнергообмен ледников, испытывающих воздействие лавин. Заметим, что перемены в доле лавинной подпитки будут влиять не только на приходную, но и на расходную составляющую вещественного баланса. Отличия лавинных отложений от остальной части накопленного снежного покрова по плотности и альбедо должны искажать поля абляции и, как отмечалось неоднократно [4, 14, 15], влиять на сезонную убыль вещества. Таким образом, включение блока лавинного перераспределения снега в математические модели баланса массы

ледника [16] позволит существенно уточнить результаты моделирования.

Заключение

Разумеется, морфология ледника и окружающих склонов — ключевой фактор, определяющий степень значимости лавинного питания для ледникового объекта. Порядок вклада лавин в общую аккумуляцию ледника можно ориентировочно оценить, исходя из площади лавиносборов окружающих склонов, тогда как конкретные значения доли лавинного питания будут всё-таки определяться сезонными показателями снежности зимы и фоновой аккумуляции. Итоги применения оригинальной методики расчёта доли лавинного питания в аккумуляции ледника Джанкуат на Центральном Кавказе указывают на вариации этого показателя в разные годы последних десятилетий от 1,8 до 10,0%. При этом среднее значение доли лавинной подпитки составляет 4,7%, т.е. каждый 21-й м³ отложенного на леднике снега оказывается привнесённым лавинами из-за его пределов. Несколько неожиданна, но вполне объяснима выявленная обратная связь доли лавинного питания и фоновой зимней аккумуляции: чем меньше снежность зимы, тем большую роль приобретают лавины как компонент прихода вещества на ледник. При коэффициенте корреляции этой зависимости $r = -0,72$ качественный характер обнаруженного соотношения сомнений не вызывает.

Дальнейшая перспектива настоящего исследования — изучение изменчивости вклада лавин в аккумуляцию во времени. Это позволит выяснить, насколько многолетняя динамика поступления снеголавинных масс на поверхность ледника за период мониторинга связана с его эволюцией.

Благодарности. Исследование выполнено при поддержке РФФИ по проектам 15-05-00599а и 18-05-00420а. Авторы выражают признательность А.С. Турчаниновой за ценные консультации.

Acknowledgements. The work was supported by Russian Foundation of Basic Research (grants 15-05-00599a, 18-05-00420a). The authors are indebted to A.S. Turchaninova for her valuable advice.

Литература

References

1. Тушинский Г.К. Ледники, снежники, лавины. М.: Географгиз, 1963. 312 с.
2. Лосев К.С. Роль лавин в бюджете массы ледников // Тр. ЗакНИГМИ. 1966. Вып. 20. С. 178–182.
3. Харитонов Г.Г. Методика расчета лавинного питания ледника // МГИ. 1979. Вып. 36. С. 155–159.
4. Purdie H., Rack W., Anderson B., Kerr T., Chinn T.J., Owens I., Linton M. The impact of extreme summer melt on net accumulation of an avalanche fed glacier, as determined by ground-penetrating radar // *Geografiska Annaler, Series A: Physical Geography*. 2015. V. 97. P. 779–791. doi: 10.1111/geoa.12117.
5. Поповнин В.В., Пылаева Т.В. Лавинное питание ледника Джанкуат // *Лёд и Снег*. 2015. № 2 (130). С. 21–32. doi: 10.15356/2076-6734-2015-2-21-32.
6. Paterson W.S.B. The physics of glaciers. Oxford: Pergamon, 1994. 480 p.
7. Тушинский Г.К. Лавины: возникновение и защита от них. М.: Географгиз, 1949. 215 с.
8. Володичева Н.А., Олейников А.Д. Снежность зим и лавинные процессы на Большом Кавказе в XX столетии // *География, общество, окружающая среда: Т. 1. Структура, динамика и эволюция природных экосистем* / Ред. Н.С. Касимов. М.: Городец, 2004. С. 422–434.
9. Олейников А.Д., Володичева Н.А. Экстремальные зимы XX–XXI вв. как индикаторы снежности и лавинной опасности в условиях прошлого и прогнозируемого изменений климата // *Лёд и Снег*. 2012. № 3 (119). С. 52–57. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2012-3-52-57>.
10. Лосев К.С. К вопросу о роли лавин в бюджете массы ледников // *Материалы Третьего Всес. гляциол. симпозиума. Успехи советской гляциологии*, 1968. С. 376–380.
11. Glazovskaya T.G., Seliverstov Yu.G. Longterm forecasting of changes of snowiness and avalanche activity in the world due to the global warming // *25 Years of Snow and Avalanche Research. Publ. № 203* / Ed. E. Hestnes. Oslo: Norwegian Geotechnical Institute, 1998. P. 113–116.
12. McClung D., Schaerer P. The avalanche handbook. Seattle: The Mountaineers Books, 2006. 342 p.
13. Lazar B., Williams M. Climate change in western ski areas: potential changes in the timing of wet avalanches and snow quality for the Aspen ski area in the years 2030 and 2100 // *Cold Regions Science and Technology*. 2008. V. 51. P. 219–228.
14. Martinec J., de Quervain M.R. The effect of snow displacement by avalanches on snow melt and runoff // *Snow and Ice Symposium. Moscow, August 1971, Neiges et Glaces. IAHS-AISH Publ. № 104*. 1975. P. 364–377.
15. de Scally F.A. Influence of avalanche snow transport on snowmelt and runoff // *Journ. of Hydrology*. 1992. V. 137. P. 73–97.
16. Gruber S. A mass-conserving fast algorithm to parameterize gravitational transport and deposition using digital elevation models // *Water Resources Research*. 2007. V. 43. P. 1–8.
1. Tushinskiy G.K. *Ledniki, snezhniki, laviny*. Glaciers, snow patches, snow avalanches. Moscow: Geografiz, 1963: 312 p. [In Russian].
2. Losev K.S. The role of snow avalanches in glacier mass balance. *Trudy ZakNIGMI. Proc. of ZakNIGMI*. 1966, 20: 178–182. [In Russian].
3. Kharitonov G.G. Method of calculating avalanche feeding of a glacier. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy. Data of Glaciological Studies*. 1979, 36: 155–159. [In Russian].
4. Purdie H., Rack W., Anderson B., Kerr T., Chinn T.J., Owens I., Linton M. The impact of extreme summer melt on net accumulation of an avalanche fed glacier, as determined by ground-penetrating radar. *Geografiska Annaler, Series A: Physical Geography*, 2015, 97: 779–791. doi: 10.1111/geoa.12117.
5. Popovnin V.V., Pylayeva T.V. Avalanche feeding of the Djankuat Glacier. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2015, 2 (130): 21–32. doi: 10.15356/2076-6734-2015-2-21-32. [In Russian].
6. Paterson W.S.B. The physics of glaciers. Oxford: Pergamon, 1994: 480 p.
7. Tushinskiy G.K. *Laviny: vozniknoveniye i zashchita ot nikh*. Snow avalanches: origin and protection from them. Moscow: Geografiz, 1949: 215 p. [In Russian].
8. Volodicheva N.A., Oleynikov A.D. Winter snow accumulation and snow-avalanche activity in the Great Caucasus during the period of instrumental monitoring of the XX century. *Geografiya, obshchestvo, okruzhayushchaya sreda. Tom 1. Struktura, dinamika i evolyutsiya prirodnikh ekosistem. Geography, society and environment: V. 1: Structure, dynamics and evolution of natural geosystems*. Ed. N.S. Kasimov. Moscow: Gorodets, 2004: 422–434. [In Russian].
9. Oleynikov A.D., Volodicheva N.A. Extreme winters in XX–XXI centuries as indicators of snowiness and avalanche hazard in the past and expected climate change conditions. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2012, 3 (119): 52–57. [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2012-3-52-57>.
10. Losev K.S. On the role of snow avalanches in mass balance of glaciers. *Materialy 3 vsesoyuznovo glyatsiologicheskovo simpoziuma. Uspekhi sovetskoy glyatsiologii*. Proc. of 3rd all-Union glaciol. symposium. Achievements of the Soviet glaciology. 1968: 376–380. [In Russian].
11. Glazovskaya T.G., Seliverstov Yu.G. Longterm forecasting of changes of snowiness and avalanche activity in the world due to the global warming. *25 Years of Snow and Avalanche Research. Publ. № 203*. Ed.: E. Hestnes. Oslo: Norwegian Geotechnical Institute, 1998: 113–116.
12. McClung D., Schaerer P. The avalanche handbook. Seattle: The Mountaineers Books, 2006: 342 p.
13. Lazar B., Williams M. Climate change in western ski areas: potential changes in the timing of wet avalanches and snow quality for the Aspen ski area in the years 2030 and 2100. *Cold Regions Science and Technology*, 2008, 51: 219–228.
14. Martinec J., de Quervain M.R. The effect of snow displacement by avalanches on snow melt and runoff. *Snow and Ice Symposium. Moscow, August 1971, Neiges et Glaces. IAHS-AISH Publ. 104*, 1975: 364–377.
15. de Scally F.A. Influence of avalanche snow transport on snowmelt and runoff. *Journ. of Hydrology*. 1992, 137: 73–97.
16. Gruber S. A mass-conserving fast algorithm to parameterize gravitational transport and deposition using digital elevation models. *Water Resources Research*. 2007, 43: 1–8.

История ледника Донгуз-Орун по биоиндикационным, историческим, картографическим источникам и данным дистанционного зондирования

© 2018 г. О.Н. Соломина¹, И.С. Бушуева^{1*}, П.Д. Полумиева¹, Е.А. Долгова¹, М.Д. Докукин²

¹Институт географии РАН, Москва, Россия; ²Высокогорный геофизический институт, Нальчик, Россия

*bushueva@igras.ru

History of the Donguz-Orun Glacier from bioindication, historical, cartographic sources and remote sensing data

O.N. Solomina¹, I.S. Bushueva¹, P.D. Polumieva¹, E.A. Dolgova¹, M.D. Dokukin²

¹Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia; ²High Mountain Geophysical Institute, Nalchik, Russia

bushueva@igras.ru

Received April 27, 2018

Accepted September 19, 2018

Keywords: dendrochronology, glacier fluctuations, lichenometry, Little Ice Age, remote sensing, repeated photographs, tree-rings.

Summary

On the basis of dendrochronological, lichenometric and historical data with the use of Earth remote sensing materials, the evolution of the Donguz-Orun Glacier has been reconstructed over the past centuries. In this work we used aerial photographs of 1957, 1965, 1981, 1987, satellite image of 2009, as well as descriptions, photographs, maps and plans of the glacier of the 19th and 20th centuries, data of instrumental measurements of the glacier end position in the second half of the 20th – early 21st centuries, dendrochronological dating of pine on the front part of the valley, and juniper to date coastal moraines, and the results of lichenometry studies. It has been established that the Donguz-Orun Glacier in the past had several clearly marked advances about 100, 200 and more than 350 years ago, which are expressed in relief in the form of uneven-aged coastal moraines. Despite the fact that the Donguz-Orun Glacier differs from many mountain-valley glaciers of the Caucasus primarily by its predominantly avalanche feeding and a moraine cover, almost entirely covering its surface, the main periods of its advances are consistent with the known large fluctuations of mountain glaciers during the Little Ice Age in the early 20th, early 19th, and, probably, in the middle of the 17th century. However, unlike most other Caucasian glaciers, the Donguz-Orun Glacier advanced in the 1970s–2000s. The scale of its degradation from the end of the 19th to the beginning of the 21st century is also uncharacteristic for the Caucasus: the reduction in the length for longer than a century period is only about 100 m.

Citation: Solomina O.N., Bushueva I.S., Polumieva P.D., Dolgova E.A., Dokukin M.D. History of the Donguz-Orun Glacier from bioindication, historical, cartographic sources and remote sensing data. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2018. 58 (4): 448–461. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2018-4-448-461.

Поступила 27 апреля 2018 г.

Принята к печати 19 сентября 2018 г.

Ключевые слова: дендрохронология, дистанционное зондирование, древесные кольца, колебания ледников, лихенометрия, малый ледниковый период, повторные фотографии.

Проведены исследования изменений долинного ледника Донгуз-Орун за последние три с половиной столетия. Границы положения конца ледника определялись по аэрофото- и космическим снимкам, а также по историческим описаниям, фотографиям, картам и планам ледника, дендрохронологическим датировкам по сосне и можжевельнику и результатам лихенометрических исследований. Установлено, что ледник Донгуз-Орун в прошлом имел несколько чётко выраженных наступаний около 100, 200 и более 350 лет назад, следы которых находят отражение в рельефе в виде разновозрастных береговых морен.

Введение

В последнее время почти во всех горных районах земного шара наблюдается тенденция к отступанию ледников. Она согласуется с повышением глобальных среднегодовых температур, которое началось 100–150 лет назад [1]. Это сви-

детельствует о высокой чувствительности ледников к изменениям климата [2]. Наиболее часто в качестве климатических индикаторов используют тёплые долинные ледники простой формы, которые относительно быстро и предсказуемо реагируют на колебания климата. Однако и ледники, имеющие ярко выраженные индивидуальные



Рис. 1. Ледник Донгуз-Орун в 2007 г. Снимок с вертолёта. Фото А.А. Олейникова

Fig. 1. Donguz-Orun glacier in 2007. Photo from the helicopter by A.A. Oleynikov

особенности, интересны для палеоклиматических реконструкций. К таким, например, относится ледник Донгуз-Орун, поверхность которого покрыта слоем моренного материала, а питание происходит почти исключительно за счёт снежных лавин. Далее мы проанализируем исторические, картографические и биоиндикационные данные, а также материалы дистанционного зондирования, чтобы восстановить картину изменений ледника Донгуз-Орун за последние столетия.

Долинный ледник Донгуз-Орун (рис. 1) расположен на северном склоне Главного Кавказского хребта. Он течёт на северо-запад, а затем поворачивает на северо-восток. Имеет четыре фирновых потока — справа короткие и мощные, а слева — более длинные. Около 35% поверхности ледника покрыто поверхностной мореной. В 1957 г., по данным Каталога ледников СССР, длина ледника составляла 3,6 км, а площадь — 2,7 км² [3].

Материалы и методы

В настоящей работе использованы: аэрофотоснимки, сделанные 10.08.1957 г., в 1965 г., 11.08.1983 г., в 1987 г., 27.07.1988 г.; космический снимок 2002 г. с МКС; вертолётные сним-

ки 05.07.2004 г. (ИнфоТЕРРА), 2011, 2013, 2016 гг.; космический снимок, сделанный 16.10.2009 г. и заимствованный из открытого ресурса Google Earth (пространственное разрешение 0,6 м). Все данные дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) были ортотрансформированы в выбранную систему координат. В качестве опорного снимка выбрано изображение из Google Earth, сделанное одним из аппаратов компании DigitalGlobe 16.10.2009 г. Оцифровка края ледника проводилась в ручном режиме. Более подробно методика обработки данных ДЗЗ приведена в работе [4].

Для реконструкции положения конца ледника и его состояния использованы описания исследователей и фотографии XIX и первой половины XX в. (М. Деши [5], Д. Фрешфильд [6], А.Л. Рейнгард [7], Е.И. Орешникова [8] и др.), а также старые карты и схемы. К сожалению, из-за невысокой точности инструментов, с помощью которых измеряли высоты в XIX — начале XX вв., и нечёткой нижней границы ледника оценки высоты конца ледника Донгуз-Орун оказались мало информативными (см. далее раздел «Колебания ледника Донгуз-Орун по историческим и картографическим данным»). Фотографии, которые приводятся в старых книгах (например, М. Деши, 1886 г.) обычно выполнены

с противоположного склона долины р. Баксан и захватывают только правый край береговой морены, поэтому они также почти непригодны для исследования динамики ледника Донгуз-Орун.

Дендрохронологические работы на предпосылке ледника Донгуз-Орун сотрудники Института географии РАН проводили в 2004, 2012, 2014 и 2017 гг. На моренах ледника было отобрано 14 спилов можжевельника (*Juniperus sabina* L.) и 16 кернов сосны (*Pinus sylvestris* L.). Кроме этих материалов, для сравнения использованы древесно-кольцевые хронологии сосны, построенные ранее для района Эльбруса [9]. Отбор и анализ образцов древесины (керны и спилы) проводили в соответствии с общепринятыми методическими требованиями древесно-кольцевого анализа [10, 11]. В данном случае главная задача дендрохронологического анализа состояла в определении минимального возраста поверхности морен, на которых росли деревья.

На береговых моренах ледника Донгуз-Орун древесная растительность представлена только стланиковой формой можжевельника; морены перед фронтом ледника зарастают молодыми соснами. Поскольку у стелющихся форм можжевельника ствол периодически меняет свое положение и освещенной остаётся лишь его часть, годовые кольца не имеют концентрического рисунка, а формируются только в той части ствола, которая не лежит на земле. Таким образом, полный набор годовых колец можно определить только путём изучения всей поверхности спила, а не на основе кернов. Наша стратегия отбора можжевельника на моренах Донгуз-Оруна предусматривала сохранение деревьев, поэтому прежде всего отбирались образцы засохших стволов или сухих ветвей. Сухие стволы можжевельника, благодаря своей плотной древесине, довольно часто долго сохраняются на моренах у ледников Приэльбрусья. С живых деревьев, которые отличаются многостольностью, мы спиливали только один из стволов или самую толстую ветвь, чтобы дерево продолжало расти. Наличие образцов живых деревьев необходимо для процедуры перекрёстного датирования, которая позволяет установить точный возраст дерева [10].

Ширина годовых колец измерялась на полуавтоматической установке LINTAB с точностью 0,01 мм и с помощью программ рабо-

ты с цифровыми изображениями CDendro и CooRecorder. Далее данные по ширине годовых колец подвергались перекрёстной датировке в программе TSAP-Win с последующей проверкой в программе COFECNA [12]. К сожалению, построить надёжную хронологию по можжевельнику пока не удалось из-за большого числа выпадающих колец в образцах, но работа в этом направлении продолжается. По этой причине дендрохронологические оценки возраста, основанные на материалах по можжевельнику и приведённые в настоящей работе, пока только приблизительны, но они достоверно указывают на минимальный возраст образцов, а следовательно, и морен, с которых они отбирались.

Керновое бурение сосен, растущих у фронта ледника, выполнялось с одного произвольно выбранного направления, вблизи комля. Для обеспечения надёжности перекрёстного датирования в дендрохронологии принято отбирать по два керна с каждого дерева [10], но в нашем случае для проверки качества датирования мы использовали древесно-кольцевые хронологии, построенные в этом районе ранее: в частности, площадку, заложенную на северном склоне горы Четет в непосредственной близости от ледника Донгуз-Орун, поэтому необходимости в отборе двух образцов с каждого дерева не было. На этой основе была построена хронология по ширине колец сосен в долине Донгуз-Орун.

Для бурения выбирались наиболее старые деревья, так как именно они относятся к первопоселенцам и их возраст наиболее близок ко времени стабилизации морен. На Центральном Кавказе освобождённая ото льда поверхность зандра или отложенной морены начинает заселяться соснами и можжевельником, как правило, спустя 15–20 лет [13]. На этот показатель влияет множество локальных факторов, среди которых — геологические, минералогические, топографические, микроклиматические и другие, поэтому в разных долинах этот показатель существенно варьирует [14]. Если возрастной дендробур не достигал сердцевины ствола или проходил в стороне от неё, то использовался набор прозрачных палеток, которые по кривизне последних колец в образце дают представление о числе недостающих. Эта поправка прибавляется к числу колец, представленных в образце. Несмотря на то, что бурение про-

исходит вблизи комля, расстояние до поверхности земли составляет не менее 30–50 см: таковы размеры ручки бура, которую надо поворачивать при бурении. Возраст сосен с высотой ствола 30–50 см на моренах Приэльбрусья может достигать 5–7 лет. Это означает, что при определении времени стабилизации субстрата, на котором выросло дерево, к возрасту образца следует добавить ещё и эту поправку.

Косвенным показателем возраста морен могут служить, помимо деревьев, и корковые лишайники, размер которых увеличивается со временем. Лихенометрические исследования морен в этой работе проведены по методике, описанной в статье [9]. На поверхности береговых морен, которые чётко выражены по обоим бортам долины, измерялись максимальные диаметры корковых лишайников группы *Rhizocarpon geographicum sensu lato*. Исследование проводилось на всей поверхности морены без деления на стандартные пробные площади. На больших валунах измеряли по одному самому крупному лишайнику. В качестве индикатора возраста каждой генерации морен использовалось максимальное из всех измерений. Если отклонение этого размера от следующего составляло 20% и более, то это значение считалось аномальным и в расчёт не принималось, а за индикатор возраста брали следующий по размеру лишайник. Подобные аномалии отмечаются в случае поступления аллохтонного материала на поверхность или из-за аномальных условий роста конкретной особи лишайника. Это может быть связано также с недостаточным числом измерений, что объясняется незначительной площадью сохранившегося фрагмента морены или малым количеством крупных валунов на её поверхности. Подробно эти проблемы описаны, например, в работе [15].

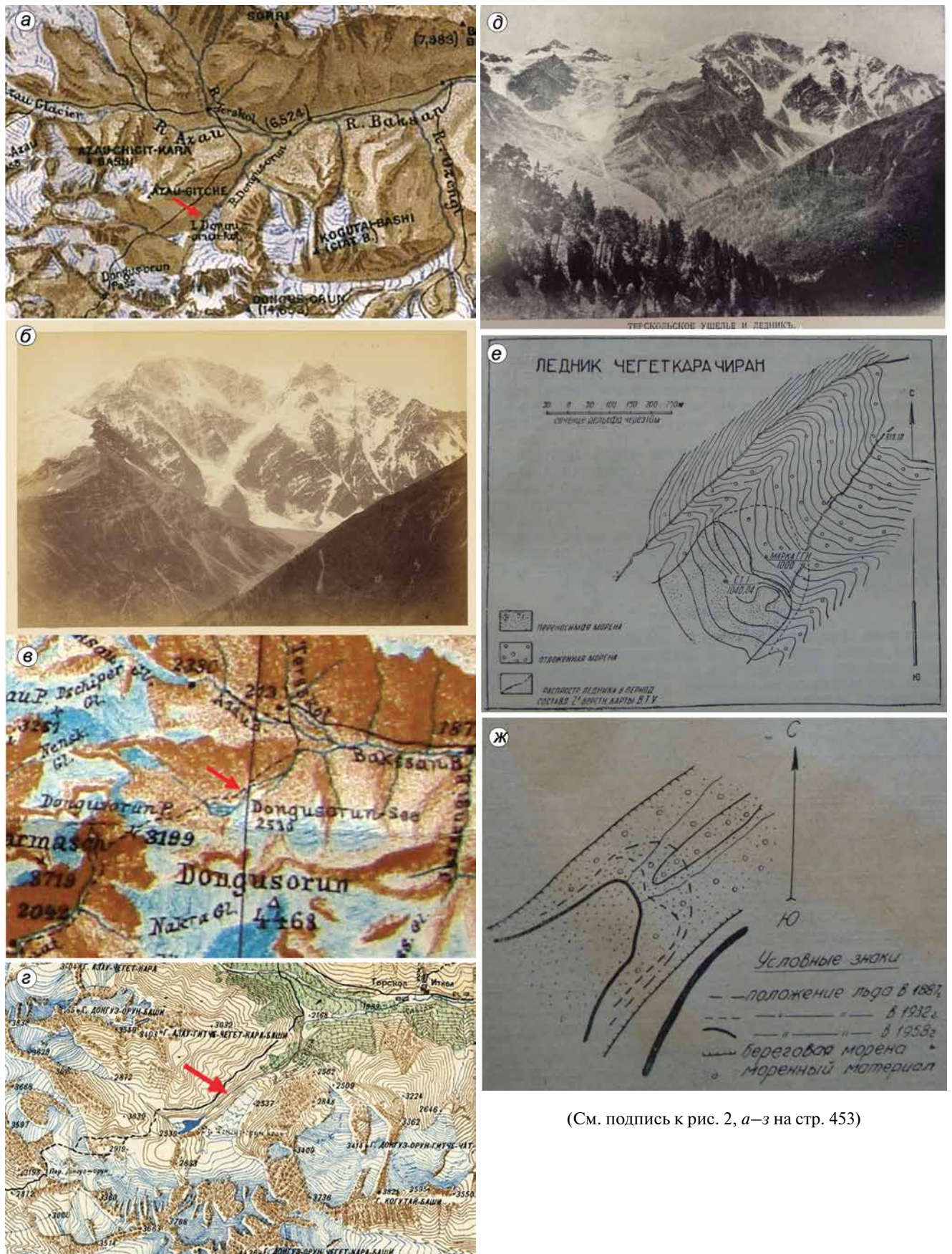
Калибровка диаметра лишайника по отношению к его возрасту проводилась по кривой, опубликованной в исследовании [9], где обобщены результаты многолетних лихенометрических наблюдений разных авторов. Согласно этим данным, скорость прироста лишайников в первые 100–150 лет на Центральном Кавказе составляет примерно 0,30–0,25 мм/год. Темпы роста лишайников со временем замедляются. К сожалению, из-за отсутствия надёжных независимых датировок для поверхностей старше

двух столетий на Кавказе здесь до сих пор нет надёжной кривой роста для более древних поверхностей и лихенометрические оценки возраста для них очень условны.

При использовании биоиндикационных методов на предполях и моренах ледника Донгуз-Орун следует принимать во внимание активную круглогодичную лавинную деятельность в области питания и на языке ледника, где боковая морена служит естественной противолавинной дамбой. Сходящие лавины уничтожают или угнетают там все виды растительности (Н.А. Володичева, личное сообщение), что существенно затрудняет определение истинного возраста морен.

Колебания ледника Донгуз-Орун по историческим и картографическим данным

Изучением колебаний ледников на Кавказе занимались многие исследователи, начиная с середины XIX в., но данные о леднике Донгуз-Орун очень ограничены. Систематических наблюдений за состоянием ледника не проводилось и в XX в., возможно, из-за особенностей его морфологии и питания, которые мы уже отметили. К сожалению, основным объектом на фотографиях ранних экспедиций был не сам ледник Донгуз-Орун, а вершины и перевал рядом с ним. В 1868 г. через перевал Донгуз-Орун проходил английский альпинист Дуглас Фрешфильд [6]. По итогам его экспедиции была издана карта Центрального Кавказа, на которой был обозначен и ледник Донгуз-Орун (рис. 2, а). Правда, размеры ледника и его положение на этой карте показаны схематично. Озеро, которое в настоящее время расположено вплотную к береговой морене, на карте Фрешфильда показано бессточным и отстоящим от морены на довольно существенное расстояние. Река течёт вдоль морены и не соединяется с озером, в то время как сейчас река вытекает из озера. Конец ледника показан примерно в том месте, где долина сужается и её склоны становятся крутыми. Первый известный нам фотоснимок долины Донгуз-Орун был сделан М. Деши в 1886 г. (см. рис. 2, б), но конец ледника на нём практически не виден. На карте (см. рис. 2, в), приведённой в работе М. Деши, ледник показан очень обобщённо, а его конец тоже почти неразличим.



(См. подпись к рис. 2, а—з на стр. 453)



Рис. 2. Изображения ледника Донгуз-Орун.

a – фрагмент карты Центрального Кавказа, составленной Д. Фрешфильдом по материалам путешествия 1868 г. [6]; *б* – вид на Донгуз-Орунскую группу ледников с Терскольского склона, 1886 г., фото М. Деши [5]; *в* – фрагмент карты М. Деши, 1886 г. [5]; *г* – фрагмент карты 1887–1890-х годов А.В. Пастухова; *д* – фото Донгуз-Орунской группы ледников и ледника Когутай В.В. Дубянского, 1908 г. [17]; *е* – план конца ледника Донгуз-Орун Е.И. Орешниковой, 1933 г. [8]; *ж* – план ледника Донгуз-Орун П.В. Ковалева, 1958 г. [21]; *з* – фотография Донгуз-Орунской группы ледников с Терскольского склона П.Д. Полумиевой, 2017 г.

Fig. 2. Images of the Donguz-Orun Glacier.

a – fragment of the map of the Central Caucasus, compiled by D. Frechfield on the materials of the journey of 1868 [6]; *б* – view of the Donguz-Orun group from the Terskol slope, 1886, photo by M. Deshy [5]; *в* – a fragment of M. Deshy's map, 1886 [5]; *г* – Fragment of the map of 1887–1890's by A.V. Pastuhov; *д* – photo of the Donguz-Orun group of glaciers and Kogutai Glacier in 1908 by V.V. Dubyansky [17]; *е* – plan for the end of the Donguz-Orun Glacier by E.I. Oreshnikova, 1933 [8]; *ж* – plan of Donguz-Orun Glacier by P.V. Kovalev, 1958 [21]; *з* – repeated photo of the Donguz-Orun group of glaciers from the Terskol slope in 2017 by P.D. Polumieva

Во второй половине 1880-х годов корпусом военных топографов были составлены одновёрстные (1:42 000) карты Кавказа. Однако большинство листов этих карт утеряно, в том числе и на территорию ледника Донгуз-Орун. В 1887–1890 гг. под руководством А.В. Пастухова составлена карта оледенения Эльбруса в масштабе 1:50 000, на которой зафиксировано положение конца ледника на высоте 2515 м, т.е. примерно там же, где и в начале XXI в. (см. рис. 2, *г*). Наложение контура ледника с этой карты на космический снимок 2009 г. (рис. 3) показало, что размеры ледника в конце XIX в. были практически такими, как и в начале XXI в., но из-за неточностей карты эти сведения без дополнительных подтверждений следует использовать с осторожностью.

В 1898 г. на Центральном Кавказе проводил исследования И.В. Мушкетов [16]. Он, в частности, писал: «Все 4 Донгуз-Орунских ледника отступили, оставив значительные морены. За дальностью расстояния я затрудняюсь дать точные цифры, но, судя по рисунку, весьма точно, сделанному мною в прошлом году, уменьшение длины ледников должно быть не меньше 8–10 саженей». Видимо, здесь речь идёт о ледниках, расположенных к западу от интересующего нас ледника, о самом же леднике Донгуз-Орун И.В. Мушкетов информации не приводит.

В работе В.В. Дубянского [17] приводится фотография массива Донгуз-Орун, сделанная им в 1908 г. (см. рис. 2, *д*), однако снимок сделан с неудачного ракурса и, как и на фотографии

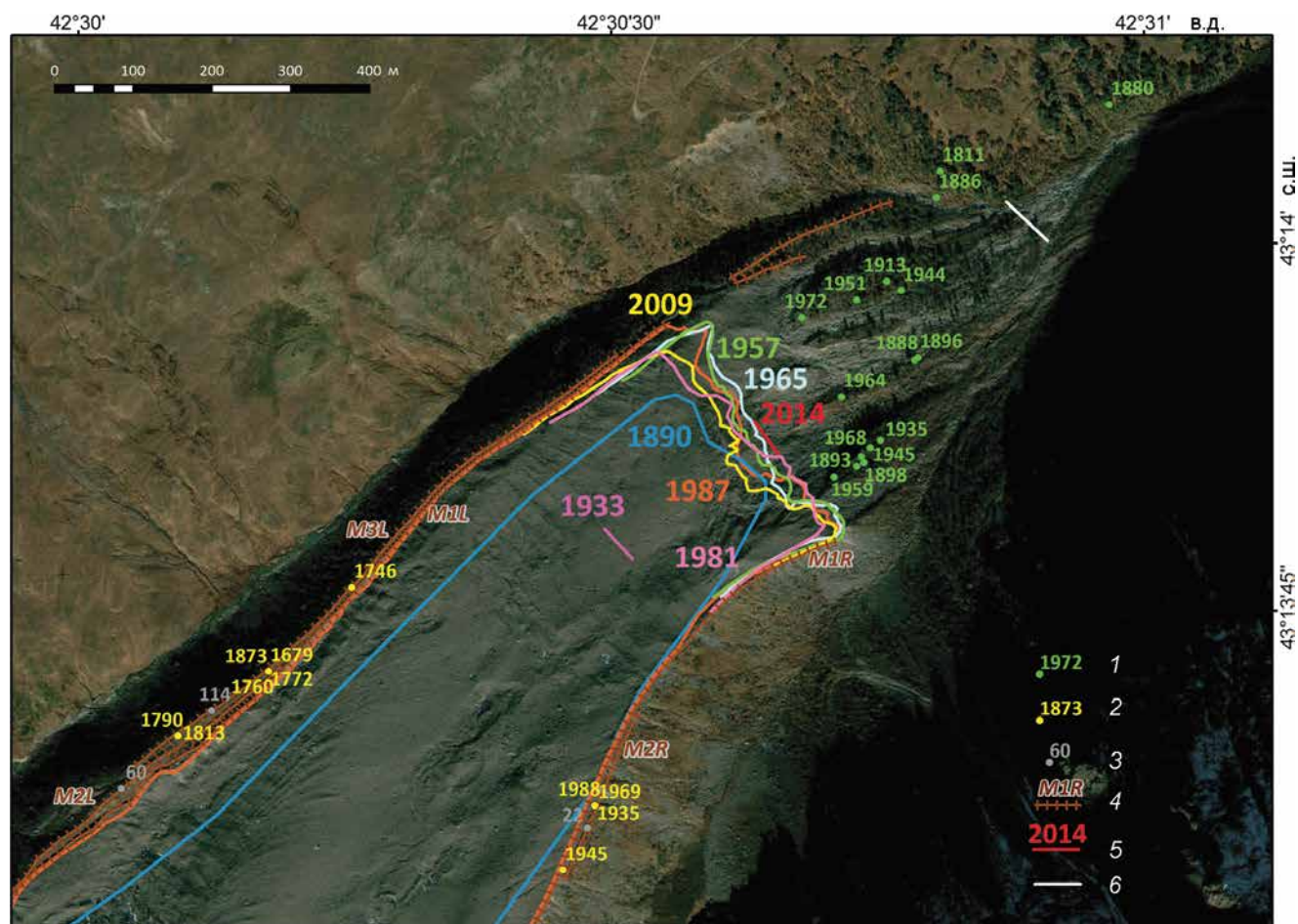


Рис. 3. Положение конца языка ледника Донгуз-Орун по историческим и инструментальным данным за 1890–2014 гг.

Граница языка ледника восстановлена на основе карты, аэрофото- и космических снимков 1957, 1965, 1981, 1987 и 2009 гг.; 1 – год образования первого кольца сосен (без поправок); 2 – примерный возраст года начала роста можжевельника, годы н.э.; 3 – диаметр лишайников, мм; 4 – положение морен (маркировка соответствует табл. 1); 5 – положение конца ледника в указанный год; 6 – граница максимального продвижения конца ледника на основе геоморфологических данных

Fig. 3. Position of the front of Donguz-Orun Glacier based on historical and instrumental data for 1890–2014.

The front position is identified by map, aerial and space images of 1957, 1965, 1981, 1987 and 2009; 1 – year formation of the first ring of pines (uncorrected); 2 – approximate age of juniper, years AD; 3 – diameter of lichens, mm; 4 – position of moraines (marking corresponds to Table 1); 5 – the position of the end of the glacier in this year; 6 – the limit of the maximum movement of the end of the glacier based on geomorphology

М. Деши, конца ледника Донгуз-Орун фактически не видно. Н.А. Буш [18] отмечал, что в 1911 г. ледник Донгуз-Орун был разбит несколькими очень значительными поперечными и продольными трещинами. «Нижний конец совершенно засыпан и очень толст. Он доходит до березняка на правом склоне ущелья и до березняка с крупной сосной на левом... Есть невысокая новая конечная морена; по-видимому, ледник переходит в наступление» (с. 487–488). 27 июля 1911 г. на левой береговой морене на приметном красном валуне Н.А. Буш поставил метку, которая позже,

к сожалению, была утеряна, и мы не можем определить, где именно находился конец ледника в начале XX в. Более того, сейчас у языка ледника начинается очень крутой склон, который продолжается до сужения долины, и ни одной конечной морены на такой наклонной поверхности нет.

По данным Каталога ледников К.И. Подозёрского [19], площадь ледника в начале XX в. составляла около 2,48 квадратных вёрст. Данных о положении конца в этом Каталоге нет. В.Я. Альтберг в 1925 г. указывает положение нижнего конца языка ледника на высоте 2496 м

Таблица 1. Максимальный размер лишайников *Rhizocarpon geographicum* sp. и количество годичных колец у деревьев на моренах ледника Донгуз-Орун*

Номер морены	Диаметр лишайников (через тире — пять максимальных размеров), мм	Примерный возраст лишайников, лет	Число годичных колец у можжевельника (в скобках указано изменение по второму и более диаметру) и годы образования первого кольца у сосен (для морены МЕ)
M1L	Нет лишайников	—	Нет деревьев
M2L	60–56–53–44–38	200	
M3L	114–105–95–85–78	500	
M1R	Нет лишайников	—	Нет деревьев
M2R	22–20–18–18–16	Около 50	79, 69, 45, 26
ME	До 20 (нестабильная поверхность)	Около 50	1888, 1893, 1896, 1898, 1913, 1935, 1944, 1945, 1951, 1959, 1964, 1968, 1972

*ML — левые береговые; MR — правые береговые; ME — конечная морена перед фронтом ледника (частично размытая).

и отмечает, что ледник сильно загрязнён и оседает, а также, что его «конечная морена поросла травой и молодым лесом» [20]. Трудно понять, что именно В.Я. Альтберг называет конечной мореной, так как у современного ледника Донгуз-Орун конечные морены размыты.

В 1933 г., по данным Е.И. Орешниковой [8], ледник заканчивался на высоте 2520 м, т.е. существенно выше, чем в начале XXI в. Видимо, эта оценка неточна. Об этом косвенно свидетельствует её же неверная оценка высоты впадения р. Донгуз-Орун в Баксан (2174 м). На самом деле место впадения находится на высоте 2017 м (GDEM). Е.И. Орешникова приводит план конца ледника (см. рис. 2, е), который не удаётся точно привязать к современным космическим снимкам, так как на нём нет никаких заметных ориентиров (мостов, дорог, слияния рек и т.п.). На плане Е.И. Орешниковой показана граница ледника по данным двухвёрстной карты, которую она обозначает аббревиатурой «В.Т.У.». Предположительно это — Военно-топографическое училище. В нашем распоряжении этой карты нет. По-видимому, это не карта военных топографов, которая была одновёрстной, а, возможно, её модификация. Е.И. Орешникова пишет, что со времени составления двухвёрстной карты 1887–1889 гг. ледник сократился на 100 м (как показано на её схеме, см. рис. 2, е). На плане Е.И. Орешниковой есть также указание на марку ГГИ 1000, которая была установлена в 1933 г. взамен той, что была поставлена годом ранее и не уцелела, но и этот репер не сохранился.

По наблюдениям П.В. Ковалева (см. рис. 2, ж) [21], за 1958–1959 г. ледник отступил на 10 м, однако привязка этих данных к местности в на-

Таблица 2. Колебания ледника Донгуз-Орун по историческим и инструментальным данным

Годы наблюдений	Отступление (–) и наступление (+) ледника, м	Авторы
1887–1932	–100	Е.И. Орешникова [8]
1911	Наступление	Н.А. Буш [18]
1932–1958	–40	П.В. Ковалев [21]
1958–1959	–10	
1958–1966	–10	В.Д. Панов [22]
1887–1966	–150	
1966–1974	–44,8	
1974–1986	+30,8	Ю.Г. Ильичев [22]
1986–1997	+62,0	
1997–2003	+36,7	

стоящее время также утеряна. Начиная с 1974 г. Ю.Г. Ильичев [22] отмечает признаки наступления ледника Донгуз-Орун, который он называет Чегеткара (номер 39). По его данным, за 1974–2003 гг. наступление составило примерно 120 м (табл. 2). В 2003 г. в работе А.В. Зимницкого и Ю.В. Ефремова [23] также отмечено наступление ледника Донгуз-Орун «по напорному валу конечной морены». Кроме того, наблюдалось осыпание береговой морены, которая частично отлагалась в озеро. А.Д. Олейников сообщил, что и в 2008 г. ледник имел признаки наступления.

Приведённые здесь исторические свидетельства о леднике Донгуз-Орун показывают, что из-за неточностей старых карт и измерений высотного положения языка ледника в конце XIX — начале XX вв. эти данные трудно использовать для реконструкций. Кроме того, у ледника Донгуз-Орун довольно сложно определить нижнюю границу языка — его язык заморенен,

поэтому разные исследователи могли идентифицировать положение конца по-разному.

Более достоверная информация доступна для последних десятилетий на основе данных дистанционного зондирования. Сравнение аэрофотоснимков 1957, 1965, 1981, 1987 гг. и космического снимка 2009 г., а также наземных фотографий 2014 г., выполненных во время полевых исследований, показывает, что положение конца языка ледника колебалось в небольших пределах — в диапазоне 70 м — и по-разному в разных частях фронта (см. рис. 3). В 1957 и 1965 гг. край ледника представлял собой практически прямую линию. По сравнению с 1957 г. в 1965 г. ледник в центральной части незначительно (~15 м) продвинулся вперёд. Снимок 1981 г. имеет более грубое пространственное разрешение, и исследуемый ледник попадает на край изображения, поэтому выделить границу ледника удастся с трудом. При сравнении изображений 1965 и 1981 гг. видно, что к 1981 г. правая часть языка ледника Донгуз-Орун наступила, а левая отступила, причём около левой береговой морены отчётливо выделяется конечная морена, которая образовалась, по-видимому, между этими двумя датами.

Наличие морены этого возраста согласуется с данными В.Д. Панова [22], который писал, что с конца 1970-х годов ледник наступал. На аэрофотоснимке 1987 г. видно, что ледник опять начал продвижение вперёд своим левым краем, в то же время в середине фронт ледника немного отступил (приблизительно на 35 м). За год — с 1987 по 1988 г. — наступание составило около 15 м, и в это время конец языка ледника приобрёл выпуклый профиль. Граница максимального наступания в 2002–2003 гг. хорошо видна на вертолётном снимке 2004 г. К 2004 г. ледник ещё сильнее продвинулся вперёд своим левым краем (~80 м) по сравнению с 1988 г. На снимке 1987 г. левая береговая морена имеет хорошо выраженный гребень около края ледника, а на снимке 2009 г. видно, что часть этой морены перекрыта обломочным материалом чуть ниже края ледника и конечная морена уже не различается на этом снимке. Наступание ледника, зафиксированное в результате дешифрирования аэрофотоснимков, подтверждается и данными В.Д. Панова [22]. По вертолётным снимкам 2011, 2013 и 2016 гг. (рис. 4) видно, что с 2011 г. левый край ледника отступает. В период 1950–

2009 гг. существенные изменения произошли в облике фронтальной части долины, прилегающей к леднику, в частности, изменился рисунок рельефа, поскольку потоки воды с ледника размывали некоторые старые моренные останцы и выработали новые эрозионные ложбины.

Колебания ледника Донгуз-Орун по геоморфологическим, лихенометрическим и дендрохронологическим данным

Н.Я. Динник в 1880-х годах писал, что «по бокам его (ледника Донгуз-Орун) находятся очень высокие морены и, судя по тому, что на них растут порядочные деревья, они должны быть не особенно нового происхождения» [24, с. 35]. По геоморфологическим признакам у ледника и в настоящее время выделяются чётко выраженные береговые морены, которые возвышаются над поверхностью льда и прослеживаются ниже современного конца ледника. Это показывает, что ледник не всегда был таким пассивным, как в последнее столетие, но в прошлом он был мощнее и пережил несколько наступаний. Конечные морены перед фронтом ледника размывы, однако прежнее положение конца ледника, которое примерно на 450 м ниже современного, хорошо прослеживается по контуру остатков береговых морен и резкому сужению долины ниже высоты 2270 м над ур. моря (см. рис. 3).

Моренный комплекс ледника Донгуз-Орун довольно прост, что нетипично для ледников Кавказа, переживших в последние столетия несколько наступаний, следы которых сохранились в рельефе [9]. Скорее всего, это связано с инерционностью перегруженного мореной ледника, который реагирует изменениями своих плановых размеров только на очень существенные климатические изменения, как бы отфильтровывая более высокочастотные колебания. По правому борту ледника Донгуз-Орун прослеживаются две береговые морены (M1R и M2R), на левом мы выделили три разновозрастные генерации (M1L, M2L, M3L). Молодая высокая морена (M1L) по левому борту частично перекрывает старые морены M2L и M3L (см. рис. 3). Небольшой фрагмент более старой морены (M2L) сохранился в понижении между мо-



Рис. 4. Фотографии ледника Донгуз-Орун, сделанные с вертолёта в 2011, 2013 и 2016 гг. М.Д. Докукиным

Fig. 4. Photo of Donguz-Orun Glacier from a helicopter in 2011, 2013 and 2016 taken by M.D. Dokukin

ренами M1L и M3L. На его внешней стороне был обнаружен лишайник диаметром 60 мм, что примерно соответствует возрасту около двух столетий. Поскольку этот сохранившийся фрагмент составляет всего около 500 м в длину, лишенометрическая датировка не очень надёжна, так как площадь поверхности может быть меньше площади выявления максимального лишайника в популяции [15].

Наиболее чётко выраженная морена M3L, покрытая зарослями березняка и можжевельника, составляет внешнюю часть моренного комплекса левого борта и продолжается ниже конца ледника примерно на 0,5 км. Самый старый можжевельник, обнаруженный на этой морене, имел 333 годичных кольца (см. табл. 1). Таким образом, минимальный возраст морены M3L составляет около трёх с половиной столетий. Однако лишайники, поселившиеся на крупных валунах этой морены и имеющие максимальный диаметр до 105–114 мм, указывают на более древний её возраст. Для лишайников такого размера кривая роста на Кавказе не даёт надёжных оценок возраста. Он может составлять от трёх с половиной до семи столетий. С большой вероятностью можно утверждать, что береговые морены ледника многослойны и более молодые отложения перекрывают старые голоценовые морены. Не исключено, что лишайники диаметром более 100 мм принадлежат к одной из более древних стадий наступания, которые уже с трудом различаются в рельефе.

С правой стороны ледника чётко выражен один вал береговой морены свежего облика — M1R — незадернованный, нестабильный, с узким гребнем, без лишайников. В нижней половине языка с внешней стороны этого вала появляются фрагменты более старой морены M2R, покрытые берёзой и можжевельником. Лишайники, растущие на поверхности отложений правой береговой морены M2R, имеют максимальный диаметр 22 мм (возраст около 50 лет). Поверхность морен правого борта

более эродирована, чем у морен левого борта, поэтому их возраст, определённый по данным биоиндикации, может быть занижен.

Как уже было отмечено, классических конечных морен у ледника Донгуз-Орун нет. Поскольку конец ледника покрыт поверхностной мореной, переход от собственно фронта ледника к зоне мёртвых льдов выражен плохо. Конец ледника лежит на крутом уступе. Здесь поверхность моренных отложений периодически обновляется и их зарастание берёзами и соснами прерывается. Исследование сохранившихся фрагментов этих морен показывает, что время образования первого кольца самого старого дерева на этой поверхности — 1888 г. Учитывая скорость колонизации морен соснами (15–20 лет) и поправки на высоту бурения, можно предположить, что поверхность освободилась ото льда минимум 150 лет назад (не позднее 1864 г.). Примерно в 80 м от современного конца ледника растут сосны, первое кольцо у которых датировано 1893 и 1898 гг. Таким образом, учитывая поправки на скорость зарастания поверхности и высоту бурения, которые суммарно составляют около 20 лет, можно сделать вывод, что современный конец ледника лежит в пределах 100 м от того положения, где ледник находился во второй половине XIX в. Это — совершенно нехарактерно для ледников Кавказа, которые сократились за последнее столетие на сотни метров, а иногда и первые километры [9, 13].

Левая береговая морена M1L обрывается примерно у современного фронта ледника и заканчивается осыпью с внешней стороны моренного комплекса. Морена данной генерации по правому борту (M1R) оканчивается примерно на этом же уровне и также полуразмыта во фронтальной части долины. Внешние морены по обоим бортам ледника спускаются примерно до высоты 2270 м. Ясного замыкания в конечно-моренный комплекс этих морен нет, однако ниже указанной высотной отметки начинается резкое сужение долины, что даёт основание полагать, что в прошлые столетия ледник не опускался ниже этой высоты, т.е. был длиннее современного всего на 450 м. По вертикали это соответствует примерно 170 м. Точное время этого события пока оценить не удаётся. Можно с уверенностью говорить лишь о том, что это было более трёх с половиной столетий назад.

Данная оценка косвенно подтверждается возрастом отложений, накопившихся в озере, которое подпруживается левой береговой мореной ледника Донгуз-Орун. В 2012 г. сотрудники Института географии РАН провели керновое бурение этого озера. Поскольку осадки озера имеют годичную стратификацию, возраст нижнего слоя удалось примерно подсчитать, и он составляет около трёх с половиной столетий [25].

Заключение

На леднике Донгуз-Орун выделяются три генерации морен. Возраст наиболее молодой — неизвестен, но гипотетически она может быть соотнесена с наступлением ледника в начале XX в., описанным Н.А. Бушем в 1911 г. [18]. Две другие генерации морен, судя по биоиндикационным данным, имеют возраст около 200 и более 350 лет. Несмотря на приблизительность полученных нами датировок, эти выводы могут быть сопоставлены с данными о колебаниях других ледников Кавказа и в целом вписываются в общую картину. Морены начала XX в. обнаружены у большинства ледников этого региона [9, 13]. Например, наступание около 200 лет назад отмечалось у ледников Кашкаташ и Цея [13].

Наша датировка старой морены — более 350 лет — всего лишь минимальная оценка возраста, однако не исключено, что одно из значительных наступаний ледника произошло именно в это время. Середина XVII в. — это, как известно, пик малого ледникового периода, и наступание ледников в это время отмечалось во многих районах мира: между 1640 и ~1740 гг. — на Алтае, в 1640–70-е годы — на Аляске, с конца XVI до середины XVII в. — на юге Патагонии, с 1640-х до 1730-х годов — в тропических Андах. В Альпах датированы наступания в 1600, 1640 и 1680 гг. [26]. Во многих регионах наступания в XVII в. были максимальными по амплитуде за весь малый ледниковый период, а иногда и за голоцен [26]. Датировка морены XVII в. косвенно подтверждается независимыми данными по числу годовых слоёв осадков в оз. Донгуз-Орун, подпруженном левой боковой мореной. Длина ледника Донгуз-Орун с максимума его наступания до начала XXI в. уменьшалась на 450 м. С конца XIX до начала XXI в. ледник почти не

изменился: судя по картографическим и дендрохронологическим данным его линейные размеры сократились примерно на 100 м. Инструментальные наблюдения показывают, что в 1970-х — начале 2000-х годов ледник Донгуз-Орун наступил примерно на 120 м, что нетипично для кавказских ледников.

Благодарности. Мы благодарны нашим коллегам, помогавшим в проведении полевых работ и в обработке данных, — А.Д. Олейникову, В.Н. Михаленко, В.В. Кузнецовой, В.В. Мацковскому, М.Ю. Александрину. Большую помощь оказал Г.А. Носенко, предоставивший аэрофотоснимки и фотографии на этот регион. Важные замечания были сделаны рецензентом статьи Н.А. Во-

лодичевой и ответственным секретарём редколлегии журнала О.В. Рототаевой, которым мы очень признательны. Работа финансировалась по базовой теме госзадания № 0148-2018-0005 и по программе П 51.

Acknowledgments. The authors are grateful to our colleagues, who helped us in field work and data processing — A.D. Oleinikov, V.N. Mikalenko, V.V. Kuznetsova, V.V. Matskovsky, M.Y. Alexandrin. A great help was provided by G.A. Nosenko, who provided aerial photographs of this region. We are also grateful to our reviewer N.A. Volodicheva and executive secretary O.V. Rototaeva. The work was funded by the basic theme of the government task № 0148-2018-0005 and the program of the П51.

Литература

1. Contribution of Working Group I to the IPCC Fifth Assessment Report (AR5). Climate Change, 2013: The Physical Science Basis Chapter 2: Observations: Atmosphere and Surface — Final Draft 147 Underlying Scientific–Technical Assessment. Switzerland, 2013. 165 p.
2. Oerlemans J. Atmospheric science: Extracting a climate signal from 169 glacier records // *Science*. 2005. V. 308. № 5722. P. 675–677. doi: 10.1126/science.1107046.
3. Каталог ледников СССР: Т. 8. Ресурсы поверхностных вод СССР. Ч. 5 Северный Кавказ. Л.: Гидрометеиздат, 1970. 145 с.
4. Соломина О.Н., Бушуева И.С., Кудерина Т.М., Мацковский В.В., Кудиков А.В. К голоценовой истории ледника Уллукам // *Лёд и Снег*. 2012. Т. 52. № 1. С. 85–94. doi: 10.15356/2076-6734-2012-1-85-94.
5. Dechy M. Kaukasus Reisen und Forschungen im kaukasischen Hochgebirge. Bd. 1. 348 S.; Bd. 2, 346 S. Berlin, 1905.
6. Freshfield Douglas W.D. The exploration of the Caucasus: V. 1. London and New York, 1896. 278 p.
7. Рейнгарт А.Л. Снеговая граница в Западном Кавказе между Эльбрусом и Марухом // *Изв. Кавказского отдела РГО*. 1916. Т. 24. С. 275–332.
8. Орешникова Е.И. Ледники Эльбрусского района по исследованиям 1932–1933 гг. // *Тр. ледниковых экспедиций. Кавказ: Вып. 3*. М., 1963. С. 239–297.
9. Solomina O., Bushueva I., Dolgova E., Jomelli V., Alexandrin M., Mikhailenko V., Matskovskiy V. Glacier variations in the Northern Caucasus compared to climatic reconstructions over the past millennium //

References

1. Contribution of Working Group I to the IPCC Fifth Assessment Report (AR5). Climate Change, 2013: The Physical Science Basis Chapter 2: Observations: Atmosphere and Surface — Final Draft 147 Underlying Scientific–Technical Assessment. Switzerland, 2013: 165 p.
2. Oerlemans J. Atmospheric science: Extracting a climate signal from 169 glacier records. *Science*. 2005, 308 (5722): 675–677. doi: 10.1126/science.1107046.
3. *Katalog lednikov SSSR*. USSR Glacier Inventory. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1970, 8 (5): 145 p. [In Russian].
4. Solomina O.N., Bushueva I.S., Kuderina T.M., Matskovskiy V.V., Kudikov A.V. Holocene history of the Ullukam Glacier. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2012, 52 (1): 85–94. doi: 10.15356/2076-6734-2012-1-85-94. [In Russian].
5. Dechy M. Kaukasus Reisen und Forschungen im kaukasischen Hochgebirge. Bd.1. Berlin, 1905: 346 S.
6. Freshfield Douglas W.D. The exploration of the Caucasus: V. 1. London and New York, 1896: 278 p.
7. Reingard A.L. The snow border between Elbrus and Marukh on the Western Caucasus. *Izvestiya CORGO*. News of Caucasian Branch of the Russian Geogr. Society. 1916, 24: 275–332. [In Russian].
8. Oreshnikova E.I. Glaciers of the Elbrus region by research 1932–1933. *Trudy glyatsiologicheskikh ekspeditsiy. Kavkaz*. Materials of glacial expeditions. The Caucasus. 1963, 3: 239–297. [In Russian].
9. Solomina O., Bushueva I., Dolgova E., Jomelli V., Alexandrin M., Mikhailenko V., Matskovskiy V. Glacier variations in the Northern Caucasus compared to climatic reconstructions over the past millennium. *Global and Planetary Change*. 2016, 140: 28–58. doi: 10.1016/j.gloplacha.2016.02.008.
10. *Metody dendrochronologii. Osnovy dendrokhnologii i poluchenie drevesno-kol'cevoy informatsii*. Methods of

- Global and Planetary Change. 2016 b. T. 140. P. 28–58. doi: 10.1016/j.gloplacha.2016.02.008.
10. Методы дендрохронологии: Ч. I. Основы дендрохронологии. Сбор и получение древесно-кольцевой информации / Под ред. Е.А. Ваганова, С.Г. Шиятова. Красноярск: Изд. центр Красноярского гос. ун-та, 2000. 82 с.
 11. Cook E.R., Kairiukstis L.A. Methods of dendrochronology: applications in the environmental sciences. Dordrecht: Kluwer, 1990. 394 p. doi: 10.1007/978-94-015-7879-0.
 12. Holmes R.L. Computer-assisted quality control in tree ring dating and measurements // Tree-ring Bulletin. 1983. V. 44. P. 69–75.
 13. Бушueva И.С. Колебания ледников на Центральном и Западном Кавказе по картографическим, историческим и биоиндикационным данным за последние 200 лет: Дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. М.: Ин-т географии РАН, 2013. 169 с.
 14. Koch J. Improving age estimates for late Holocene glacial landforms using dendrochronology – some examples from Garibaldi Provincial Park, British Columbia // Quaternary Geochronology. 2009. № 4. P. 130–139. doi: 10.1016/j.quageo.2008.11.002.
 15. Innes J.L. Lichenometry // Prog. Physical Geography. 1985. V. 9. № 2. P. 187–254. doi: 10.1177/030913338500900202.
 16. Мушкетов И.В. Исследование ледников России в 1897 г. // Изв. Русского геогр. о-ва. 1899. Т. 35. Вып. 2. С. 228–230.
 17. Дубянский В.В. На Эльбрус по Баксану (Из путевых воспоминаний участника восхождения на зап. Вершину Эльбруса 3 авг. 1908 г.). Пятигорск: Тип. Сукиасянц и Лысенко, 1911. 128 с. – Приложение к № 4 Ежегодника Кавказского горного об-ва в Пятигорске 1910 г.
 18. Буш Н.А. О состоянии ледников северного склона Кавказа в 1907, 1909, 1911 и 1913 годах // Изв. РГО. 1914. Т. 50. Вып. 9. С. 461–510.
 19. Подозерский К.И. Ледники Кавказского хребта // Зап. Кавказского отделения Императорского Русского геогр. о-ва. 1911. Кн. 29. Вып. 1. 200 с.
 20. Альтберг В.Я. О состоянии ледников Эльбруса и Главного Кавказского хребта в долине р. Баксан в период 1925–1927 гг. // Изв. Гос. гидрол. ин-та. 1928. Т. 22. С. 79–89.
 21. Ковалев П.В. Современное оледенение бассейна реки Баксан // Материалы Кавказской экспедиции по программе МГТ: Т. II. Харьков, 1961. С. 3–106.
 22. Панов В.Д., Ильичев Ю.Г., Салпагаров А.Д. Колебания ледников Северного Кавказа за XIX–XX столетия // Тр. Тебердинского заповедника. 2008. Вып. 47. 330 с.
 23. Зимницкий А.В., Ефремов Ю.В. Современное состояние и динамика приледниковых озер бассейна дендрохронологии. Fundamentals of dendrochronology. Collection and reception of tree-ring information. Part. 1. Ed. by E.A. Vaganov, S.G. Shiyatov. Krasnoyarsk: Ed. center of KSU, 2000: 82 p. [In Russian].
 11. Cook E.R., Kairiukstis L.A. Methods of dendrochronology: applications in the environmental sciences. Dordrecht: Kluwer, 1990: 394 p. doi: 10.1007/978-94-015-7879-0.
 12. Holmes R.L. Computer-assisted quality control in tree ring dating and measurements. Tree-ring Bulletin. 1983, 44: 69–75.
 13. Bushueva I.S. Fluctuations of glaciers on the Central and Western Caucasus using cartographical, historical and proxy data over the last 200 years. PhD. Moscow: Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences, 2013: 169 p. [In Russian].
 14. Koch J. Improving age estimates for late Holocene glacial landforms using dendrochronology – some examples from Garibaldi Provincial Park, British Columbia. Quaternary Geochronology. 2009, 4: 130–139. doi: 10.1016/j.quageo.2008.11.002.
 15. Innes J.L. Lichenometry. Prog. Physical Geography. 1985, 9 (2): 187–254. doi: 10.1177/030913338500900202.
 16. Mushketov I.V. Study of Russian glaciers in 1898. Izvestiya Imperatorskogo RGO. News of the Russian Geogr. Society. 1899, 35 (2): 228–230. [In Russian].
 17. Dubynsky V.V. Na Elbrus po Baksanu (Iz putevykh vospominaniy uchastnika voshohzdeniya na zapadnuyu vershinu Elbrusa 3 avgusta 1908). To Elbrus by Baksan (From travel memories of the ascender to the western peak of Mount Elbrus, Aug. 3, 1908). Pyatigorsk: Sukiasyants and Lysenko, 1911: 128 p. [In Russian].
 18. Bush N.A. About state of glaciers of the Northern slope of the Caucasus in 1907, 1909, 1911 and 1913. Izvestiya RGO. News of the Russian Geogr. Society. 1914, 50 (9): 461–510. [In Russian].
 19. Podozersky K.I. Glaciers of the Caucasus Range. Zapiski Kavkazskogo otdeleniya Imperatorskogo Russkogo geograficheskogo obshchestva. Notes of the Caucasian Branch of the Imperial Russian Geographical Society. 1911, 29 (1): 200 p. [In Russian].
 20. Altberg V.J. About the state of glaciers of Elbrus and the Greater Caucasus mountain range in the basin of Baksan River during 1925–1927. Izvestiya GGI. News of the State Hydrological Institute. Leningrad, 1928, 22: 79–89. [In Russian].
 21. Kovalev P.V. Modern glaciation of the Baksan river basin. Materialy Kavkazskoy ekspeditsii po programme MGG. Materials of the Caucasian expedition on IGY program: T. II. Kharkov, 1961: 3–106. [In Russian].
 22. Panov V.D., Ilichev Y.G., Salpagarov A.D. Fluctuations of the glaciers of the North Caucasus in XIX–XX. Trudy Teberdinskogo zapovednika. Materials of the Teberda Reserve. 2008, 47: 330 p. [In Russian].
 23. Zimnitsky A.V., Efremov Yu.V. Current state and dynamics of the preglacial lakes of the basin of the river. Baksan. Tezisy dokladov Mezhdunarodnoy konferentsii «Preduprezhdeniye opasnykh situatsiy v vysokogornykh rayonakh». Abstracts of the Intern. Conf. «Prevention

- сейна р. Баксан // Тез. докл. Междунар. конф. «Предупреждение опасных ситуаций в высокогорных районах». Владикавказ, 2004. С. 61–62.
24. Динник Н.Я. Горы и ущелья Терской области // Изв. Кавказского отделения Русского геогр. о-ва. 1884. Т. XIII. № 1. С. 1–48.
 25. Дарьин А.В., Александрин М.Ю., Калугин И.А., Соломина О.Н. Связь метеорологических данных с геохимическими характеристиками современных донных осадков оз. Донгуз-Орун, Кавказ // ДАН. 2015. Т. 463. № 5. С. 1–5. doi: 10.7868/S0869565215230176.
 26. Solomina O., Bradley R.S., Jomelli V., Geirsdottir A., Kaufman D.S., Koch J., McKay N.P., Masiokas M., Miller G., Nesje A., Nicolussi K., Owen L.A., Putnam A.E., Wanner H., Wiles G., Yang B. Glacier fluctuations during the past 2000 years // Quaternary Science Reviews. 2016. 149. P. 61–90. doi: 10.1016/j.quascirev.2016.04.008.
 - of Dangerous Situations in High-Mountain Areas». Vladikavkaz, 2004: 61–62. [In Russian].
 24. Dinnik N.J. Mountains and gorges of the Terek region. *Izvestiya Kavkazskogo otdeleniya Russkogo Geograficheskogo Obshchestva*. News of the Caucasian branch of the Russian Geographical Society. 1884, 13 (1): 1–48. [In Russian].
 25. Darin A.V., Alexandrin M.Y., Kalugin I.A., Solomina O.N. Influence of meteorological conditions on the geochemistry of modern bottom sediments exemplified by deposits of Donguz-Orun Lake, Caucasus. *Doklady Earth Sciences*. 2015, 463 (5): 842–846. doi: 10.1134/S1028334X15080097.
 26. Solomina O., Bradley R.S., Jomelli V., Geirsdottir A., Kaufman D.S., Koch J., McKay N.P., Masiokas M., Miller G., Nesje A., Nicolussi K., Owen L.A., Putnam A.E., Wanner H., Wiles G., Yang B. Glacier fluctuations during the past 2000 years. *Quaternary Science Reviews*. 2016, 149: 61–90. doi: 10.1016/j.quascirev.2016.04.008.

Современные изменения площади ледников западной части Земли Норденшельда (архипелаг Шпицберген)

© 2018 г. Р.А. Чернов*, А.Я. Муравьев

Институт географии РАН, Москва, Россия

*rob31@mail.ru

Contemporary changes in the area of glaciers in the western part of the Nordenskjöld Land (Svalbard)

R.A. Chernov*, A.Ya. Muraviev

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

*rob31@mail.ru

Received February 26, 2018

Accepted June 8, 2018

Keywords: Arctic, equilibrium line, mountain glaciers, Nordenskjöld Land, retreating glaciers.

Summary

Climate warming in Svalbard, starting in the 1920s, caused a significant reduction in the mountain glaciation of the Nordenskjöld Land. The most extensive changes took place in the Western part of this territory due to the influence of the warm Spitsbergen current creating here the high temperature background. In addition, due to elevation of the level of the climatic snow line, many glaciers have actually lost the area of accumulation. From 1936 to 2017, the area of glaciers in the Western part of this region decreased by 169.5 km² or 49.5%. Large valley glaciers and numerous small glaciers have lost the greatest area. The relative losses of the area of glaciers were revealed to be proportional to sizes of them. In average over the past 80 years, glaciers with areas smaller 0.5 km² reduced by 76%, while big glaciers with areas larger 5 km² – by only 34%. At present, there are 152 glaciers with a total area of 172.73±9.31 km² in the Western territory of the Land of Nordenskjöld (West of the Bolterdalen valley). According to the aerial photography of 2008–2009, the total area of glaciation of the Land of Nordenskjöld covers 428 km². High present-day rates of the retreating of local glaciers are apparently caused by extreme thinning of glacial tongues. At the same time, shrinking of glaciers located in the West of the Peninsula turned out to be more intensive than that of glaciers in its center. Although the Eastern territories receive less precipitation than glaciers near the coast of the Greenland Sea, the Eastern glaciers were found to be more resistant to reduction due to higher locations of them.

Citation: Chernov R.A., Muraviev A.Ya. Contemporary changes in the area of glaciers in the western part of the Nordenskjöld Land (Svalbard). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2018. 58 (4): 462–472. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2018-4-462-472.

Поступила 26 февраля 2018 г.

Принята к печати 8 июня 2018 г.

Ключевые слова: Арктика, горные ледники, Земля Норденшельда, снеговая линия, сокращение ледников.

Приведены данные об изменении площади оледенения западной части Земли Норденшельда с 1936 по 2017 г. Сокращение ледников в результате повышения летних температур воздуха зависело от их размеров, высотного положения и экспозиции и в целом составило 169,5 км², или 49,5%. Больше всего сократились площади ледников на побережье Гренландского моря.

Введение

Оледенение самого большого острова архипелага — Западный Шпицберген — имеет интересную особенность: в центре острова сформировалось относительно небольшое по площади горное оледенение, а основная масса ледников приурочена к его периферийной части. В первой половине XX в. эту особенность называли «загадкой Шпицбергена» [1]. Причины такого распределения ледников — перехват горными хребтами потока влаги с юго-запада и юго-востока в сочетании с холодными климати-

ческими условиями на севере и востоке архипелага [2, 3]. Распределение тепла и осадков сформировало в центре острова область, где локализована зона устойчивого температурного максимума с относительно малым количеством осадков [2, 4, 5]. На этой территории отмечен положительный тренд годовой температуры воздуха со средним значением 0,8 °C за десятилетие, который стал очевидным для всего Шпицбергена [5, 6]. Влияние тёплого Шпицбергенского течения и связанный с ним приток тепла со стороны Гренландского моря происходят благодаря широким фьордам, обращён-

ным на юго-запад, а также протяжённым долинам, имеющим широтное направление. Мягкий климат обусловил распространение здесь горных ледников сравнительно небольших размеров.

С момента начала потепления на Шпицбергене в 1920-х годах оледенение претерпело заметные изменения, которые сильно различаются по масштабу в разных районах [1, 2]. Больше всего сократились горные ледники центральной части острова, лежащие на территориях Земли Норденшельда, Земли Диксона и Земли Принца Карла [6–8]. Особенно сильно сокращаются ледники Земли Диксона [9] в центре о. Западный Шпицберген. Но и на западе архипелага установлена сильнейшая деградация оледенения, особенно на территории Земли Норденшельда и Земли Принца Карла.

Известные оценки сокращения ледников этой территории имеют либо осреднённые значения по всей территории района [6, 8], либо относятся к отдельным ледникам [10]. В данной работе мы рассматриваем современные изменения площади горных ледников Земли Норденшельда в зависимости от их высотного положения, размеров и удалённости от побережья. В этом районе ведутся регулярные гляциологические исследования, однако обстоятельного обзора ледников Земли Норденшельда ранее сделано не было.

Настоящая работа выполнена в составе Шпицбергенской гляциологической экспедиции Института географии РАН, которая с 1965 г. работает на Шпицбергене. В последние годы исследования сосредоточены в основном окрестностях пос. Баренцбург на ледниках, лежащих в бассейне залива Грэнфьорд [10, 11]. С 2014 г. исследование в этом районе активизировались благодаря созданию в Баренцбурге Российского научного центра исследований на Шпицбергене. Именно поэтому основное внимание в настоящей работе уделено западной части Земли Норденшельда, для которой приведены изменения площади наиболее крупных ледников этой территории с 1936 г. по настоящее время, а также даны оценки современной площади оледенения западной и восточной территорий на основе материалов аэрофотосъёмки 2008–2009 гг. и космических снимков 2002–2004 и 2016–2017 гг. Здесь будут рассмотрены ледники, расположенные западнее долин Болтердален и Твердален, которые пролегают в меридиональном направлении по 16° в.д. В настоящее время на этой территории расположено более ста горных ледни-

ков, относительные изменения которых, как установлено, значительно различаются.

Район исследований

Земля Норденшельда находится в центральной части Западного Шпицбергена и представляет собой горную территорию, ограниченную с запада Гренландским морем, а с севера и юга заливами Ис-фьорд и Ван-Майен-фьорд (рис. 1). От Гренландского моря на восток Земля Норденшельда протягивается на 100 км и граничит с Землёй Сэбина.

Рельеф Земли Норденшельда сочетает в себе горные хребты и обширные пространства тундры. Значительная часть территории (около 40%) занята морскими террасами и широкими троговыми долинами. Самые крупные долины – Рейндален, Грёндален, Колсдаллен и Адвентдален – протянулись преимущественно в широтном направлении. В северно-западной части Земли Норденшельда, где расположен пос. Баренцбург, горные вершины достигают высоты 700 м. Для южной и центральной частей района харак-

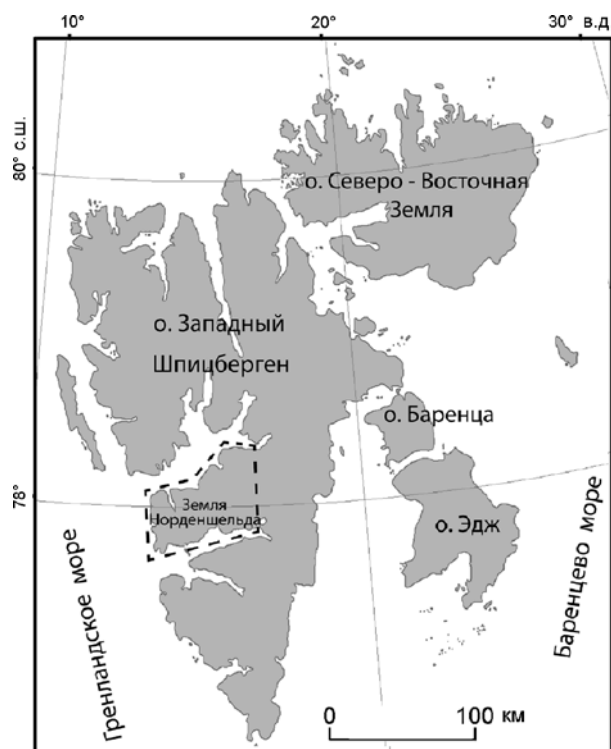


Рис. 1. Схема расположения Земли Норденшельда
Fig. 1. Scheme of the Nordenskjöld Land location



Рис. 2. Схема современного оледенения западной части Земли Норденшельда.

В подложке спутниковые снимки Sentinel-2 от 13.09.2017 (западный) и 23.08.2016 (восточный). I – ледники; II – граница покрытия спутниковых снимков Sentinel-2 за разные даты. Ледники: 1 – Фритьоф; 2 – Восточный Грэнфьорд; 3 – Западный Грэнфьорд; 4 – Эрдманн; 5 – Дальфонна; 6 – Линне; 7 – Альдегонда; 8 – Вёринг; 9 – Тавле; 10 – Тунге; 11 – Пассфьель; 12 – Марштрандер; 13 – Лонгьер; 14 – Ларс; 15 – Бюгер

Fig. 2. Scheme of the modern glaciation in the west part of the Nordenskiöld Land.

On the background: the space imagery Sentinel-2 13.09.2017 (western) and 23.08.2016 (eastern). I – Glaciers; II – Sentinel-2 satellite imagery coverage boundary. The glaciers: 1 – Fridtjovbreen; 2 – Austre Grønfjordbreen; 3 – Vestern Grønfjordbreen; 4 – Erdmannbreen; 5 – Dahlfonna; 6 – Linnebreen; 7 – Aldegondabreen; 8 – Voringbreen; 9 – Tavlebreen; 10 – Tungebreen; 11 – Passfjellbreen; 12 – Marstranderbreen; 13 – Longyearbreen; 14 – Larsbreen; 15 – Bogerbreen

терен глубоко расчленённый рельеф: вершины гор находятся на высоте 900–1100 м, а днища долин редко поднимаются выше 200 м. Рельеф и климатические условия на Земле Норденшельда способствуют развитию горного оледенения. В самом выгодном положении по отношению к влагонесущим потокам воздуха оказались ледники, лежащие около побережья Гренландского и Баренцева морей. В центральной части Земли Норденшельда осадков выпадает заметно мень-

ше, поэтому размеры ледников невелики (рис. 2). На востоке территории, у границы с Землёй Сэбина, сложились наиболее благоприятные условия для оледенения, так как Баренцево море оказывает значительное охлаждающее влияние.

По данным метеостанции (ГМС) Баренцбург за период с 1965 по 2000 г. среднегодовое количество осадков на западе Земли Норденшельда составляло около 600 мм [12]. К центру района их количество уменьшилось до 400 мм [4]. Несмо-

тря на то, что во второй половине XX в. зимние осадки имели небольшой положительный тренд, который по данным ГМС Баренцбург составил около 0,8 мм в год, с середины 1990-х годов количество зимних осадков заметно уменьшилось и в настоящее время их величина на побережье составляет около 250 мм [13]. Распределение снегозапасов на территории Земли Норденшельда также показывает их равномерное уменьшение к центру. По данным снегомерных съёмок конца 1980-х годов, средняя величина снегозапасов на западе полуострова составляла 34 г/см², а в центре полуострова – 20 г/см² [1, 14]. Полевые измерения снежного покрова в западной части Земли Норденшельда в 2004, 2008 и 2015 гг. подтверждают эту закономерность. Отметим, что величина снегозапасов возрастает с высотой в среднем на 12 г/см² каждые 100 м подъёма [15], однако в летний период снежный покров полностью стаивает на поверхности ледников до высоты 450–550 м на западе и до 600–750 м в центральных районах Земли Норденшельда. В 1980-х годах снеговая линия на западных ледниках проходила на уровне около 350 м [2, 3] и с тех пор поднялась на 100–200 м. Наблюдения на леднике Восточный Грэнфьорд показали, что снеговая линия ежегодно поднимается выше 450 м [15].

Климатические условия Земли Норденшельда заметно отличаются от условий в других районах о. Западный Шпицберген. Открытые на юго-запад Ис-фьорд и Ван-Майен-фьорд позволяют тёплым воздушным массам беспрепятственно продвигаться в глубь архипелага через их акватории и охватывать с двух сторон п-ов Земля Норденшельда. На берегах Ис-фьорда отмечены самые высокие среднегодовые температуры воздуха и, что более важно для таяния ледников, летние температуры выше на 1,0–1,5 °С по сравнению с прилегающими территориями архипелага [4]. Максимум летних температур воздуха смещён от западного побережья в центр полуострова, где расположен пос. Лонгйир [16].

Данные и методы

В настоящей работе использованы: а) спутниковые снимки Sentinel-2 уровня обработки L1C (13.09.2017 и 23.08.2016) с пространственным разрешением 10 м; б) база данных Randolph

Glacier Inventory 6.0 (далее RGI 6.0) [17]; в) база данных CryoClim GAO [18]; г) цифровая модель рельефа (далее ЦМР) ArcticDEM [19].

Границы ледников на спутниковых снимках Sentinel-2 дешифрировались вручную. Точность пространственной привязки спутниковых снимков, по данным Европейского космического агентства, находится в пределах 11 м с достоверностью 95,5% [20]. На основе полученных результатов созданы цифровые карты границ ледников в векторном формате в картографической проекции UTM Zone 33N WGS 1984. Вклад погрешности, обусловленной разрешающей способностью и точностью пространственной привязки космических снимков Sentinel-2, оценивался путём построения буферной зоны вдоль границ ледников. Ширина буферной зоны равнялась удвоенной величине точности пространственной привязки данных снимков.

При проведении ледоразделов и оценке высот высших и низших точек ледников использовались результаты обработки ArcticDEM Mosaik с пространственным разрешением 5 м – растровые изображения экспозиции и уклонов поверхностей. В разделе описания данных на сайте разработчика [21] указано, что абсолютные горизонтальные и вертикальные характеристики точности данных ArcticDEM не были проверены. Покрытие мозаики данной ЦМР на западную часть Земли Норденшельда сформировано из стереопар фрагментов спутниковых снимков WorldView-1, WorldView-2 и WorldView-3 2012–2015 гг., точность пространственной привязки которых без использования наземных контрольных точек находится в пределах 4, 3,5 и 3,5 м соответственно. Это позволяет сделать вывод, что точность ArcticDEM должна существенно превосходить точность ASTER GDEM2 (в пределах 17 м по высоте с уровнем доверия 95% [22]) и SRTM4 (в пределах 10 м по высоте с уровнем доверия 90% [23]).

Данные о ледниках в RGI 6.0 на западную часть Земли Норденшельда датированы 2002–2004 гг. Границы ледников определены по результатам обработки спутниковых снимков ASTER и Landsat. Погрешность оценки площади ледников в RGI 6.0 оценивается в 5% [17]. По данным каталога RGI 6.0 (по состоянию на 2002–2004 гг.), в западной части Земли Норденшельда находилось 117 ледников общей площадью 231,1 км². Из базы данных CryoClim GAO на район иссле-

Таблица 1. Изменение площади ледников западной части Земли Норденшельда с 1936 по 2017 г.

Площадь ледников, км ²	Площадь ледников, км ²				Изменение площади ледников, км ² /%		
	2016–2017 гг.	2002–2004 гг.	1990 г.	1936 г.	с 2002–2004 по 2016–2017 гг.	с 1990 по 2016–2017 гг.	с 1936 по 2016–2017 гг.
Более 5	96,08±2,72	114,5	115,26	144,77	–18,42/–16,1	–19,18/–16,6	–48,69/–33,6
2–5	29,77±1,93	39,33	44,04	53,34	–9,56/–24,3	–14,27/–32,4	–23,57/–44,2
1–2	22,36±1,74	31,24	35,91	56,29	–8,88/–28,4	–13,55/–37,7	–33,93/–60,3
0,5–1	12,13±1,19	20,07	22,4	36,43	–7,94/–39,5	–10,27/–45,8	–24,3/–66,7
Менее 0,5	12,39±1,75	25,29	30,22	51,38	–12,9/–51	–17,83/–59	–38,99/–75,9
Всего	172,73±9,31	230,43	247,83	342,21	–57,7/–25	–75,1/–30,3	–169,48/–49,5

дований были использованы данные о ледниках по состоянию на 1936 и 1990 гг., полученные в результате обработки данных аэрофотосъёмок.

Результаты исследований

В процессе дешифрирования современных спутниковых снимков мы идентифицировали 152 ледника общей площадью 172,73±9,31 км². Из них: 85 ледников соответствуют ледникам, зарегистрированным в RGI 6.0 и сохранившим целостность; 53 ледника представляют собой сегменты 22 распавшихся ледников, зарегистрированных в RGI 6.0; 14 обнаруженных ледников общей площадью 1,32±0,23 км² не зарегистрированы в RGI 6.0.

Общее изменение *площади ледников* западной части Земли Норденшельда и изменения в группах различной площади даны в табл. 1. С 1936 по 2017 г. площадь ледников района исследований сократилась на 169,48 км² (49,5%). Максимальные темпы сокращения отмечаются в современный период: с 2002–2004 по 2016–2017 гг. площадь оледенения района сократилась на 57,7 км², или 25% (см. табл. 1). В этот период наибольшие потери зафиксированы для крупных ледников площадью более 5 км² (–18,4 км²) и небольших ледников площадью менее 0,5 км² (–12,9 км²). При этом относительные потери небольших ледников оказались наиболее высокими – за последние 15 лет они потеряли около 51% площади. В период 1936–1990 гг. наибольшие потери площадей были характерны для малых (площадью менее 0,5 км²) и крупных долинных ледников. В последующий период с 1990 по 2002–2004 гг. эта тенденция сохранилась, но возросли потери площадей и у ледников средних размеров (площадью от 1 до 5 км²).

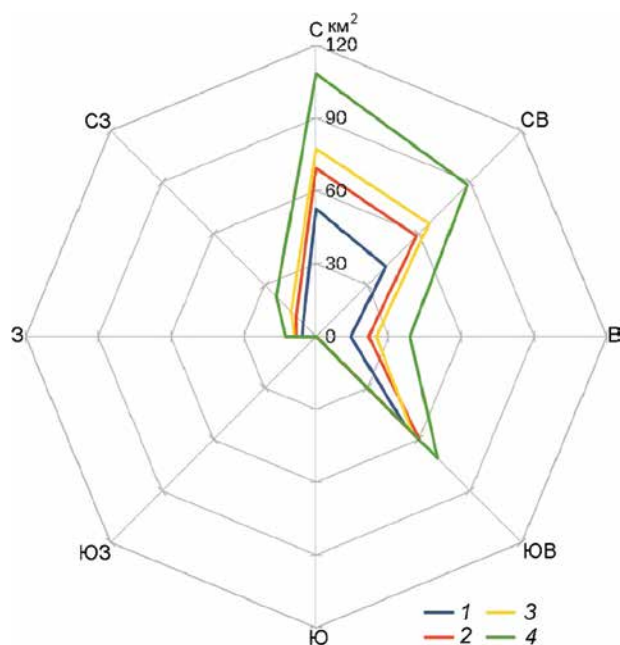


Рис. 3. Сокращение ледников Земли Норденшельда в зависимости от экспозиции.

Площадь ледников, км²: 1 – на 2016–2017 гг.; 2 – из RGI 6.0, 2002–2004 гг.; 3 – из CryoClim GAO, 1990 г.; 4 – из CryoClim GAO, 1936 г.

Fig. 3. Reduction of glaciers of the Nordenskjöld Land according to the exposure.

Area of glaciers, km²: 1 – 2016–2017; 2 – RGI 6.0, 2002–2004; 3 – CryoClim GAO, 1990; 4 – CryoClim GAO, 1936

Большинство ледников в этом диапазоне площади расположено на относительно малых высотах. В целом, во всех трёх рассматриваемых периодах наблюдается общая тенденция изменения площадей – чем меньше размеры ледника, тем больше относительные потери его площади.

Исследование влияния *экспозиции ледников* на изменения их площади позволило установить общие черты сокращения площадей ледников (рис. 3). Большинство ледников этого района

Таблица 2. Изменение площади крупных ледников западной части Земли Норденшельда с 1936 по 2017 г.

№	Название ледника, русское (норвежское)	Экспозиция	Высота, м		Площадь ледника, км ²			Изменение площади ледника, км ² /%		
			низшей точки ледника	высшей точки ледника	2002–2004 гг.	1990 г.	1936 г.	с 2002–2004 по 2016–2017 гг.	с 1990 по 2016–2017 гг.	с 1936 по 2016–2017 гг.
1	Фриттьоф (Fridtjofbreen)	ЮВ	0	723	50,408	46,39	55,89	–7,2/–14,3	–3,18/–6,9	–12,68/–22,7
2	Восточный Грёнфьорд (Austre Grønfjordbreen)	С	43	549	8,42	8,88	11,69	–1,91/–22,7	–2,37/–26,7	–5,18/–44,3
3	Западный Грёнфьорд (Vestre Grønfjordbreen)	СВ	68	721	18,1	19	24,21	–1,9/–10,5	–2,8/–14,7	–8,01/–33,1
4	Эрдманн (Erdmannbreen)	ЮВ	137	764	8,972	9,75	12,71	–1,13/–12,6	–1,91/–19,6	–4,87/–38,3
5	Дальфонна (Dahlfonna)	С	138	808	6,922	7,7	9,94	–1,6/–23,1	–2,38/–30,9	–4,62/–46,5
6	Линне (Linnebreen)	СВ	212	544	1,883	2,36	4,66	–0,85/–45,3	–1,33/–56,4	–3,63/–77,9
7	Альдегонда (Aldegondabreen)	СВ	141	562	6,737	7,67	10,6	–1,49/–22,1	–2,42/–31,6	–5,35/–50,5
8	Вёринг (Vøringbreen)	СВ	213	432	1,137	1,36	2,82	–0,43/–37,6	–0,65/–47,8	–2,11/–74,8
9	Тавле (Tavlebreen)	СВ	239	805	8,021	8,62	10,37	–1,31/–16,3	–1,91/–22,2	–3,66/–35,3
10	Тунге (Tungebreen)	С	242	865	2,884	2,96	4,51	–0,5/–17,5	–0,58/–19,6	–2,13/–47,2
11	Пассфьель (Passfjellbreen)	СВ, СЗ	308	952	7,462	7,66	9,48	–2,16/–29	–2,36/–30,8	–4,18/–44,1
12	Марштрандер (Marstranderbreen)	З	269	722	6,924	7,25	9,36	–1,88/–27,2	–2,21/–30,5	–4,32/–46,2
13	Лонгьер (Longyearbreen)	СВ	292	1072	2,95	3,13	3,97	–0,71/–24,1	–0,89/–28,4	–1,73/–43,6
14	Лапе (Larsbreen)	С	436	887	2,41	3	3,13	–0,38/–15,8	–0,97/–32,3	–2,1/–50,8
15	Богер (Bogerbreen)	С	378	1011	3,463	3,73	4,77	–0,75/–21,7	–1,02/–27,3	–2,06/–43,2

имеют северную и северо-восточную экспозицию, т.е. лежат на подветренных склонах относительно притока влаги, поэтому максимальные сокращения отмечены именно в северо-восточных румбах. Согласованные изменения, но меньшего масштаба, произошли на ледниках с преобладанием восточной экспозиции (см. рис. 3). Исключение составляет ледник Фриттьоф, имеющий юго-восточную экспозицию. Его сокращение обусловлено не только таянием, но и процессами восстановления после пульсации, произошедшей в конце 1990-х годов [24].

В табл. 2 представлены данные об изменении площадей 15 ледников, расположенных в западной части Земли Норденшельда, на которых в разные годы проводил гляциологические наблюдения Институт географии РАН. Все ледники данной выборки претерпели значительное сокращение площади за период исследований. Наибольшее сокращение размеров отмечено для ледников, лежащих близко к побережью и расположенных на относительно небольших высотах. Так, с 1936 по 2017 г. максимальные изменения произошли на ледниках Альдегонда, Вёринг и Линне, которые потеряли более 50% площади

(см. табл. 2). Ледники Восточный Грёнфьорд, Дальфонна и Эрдманн за то же время потеряли в среднем около 43% площади. В период с 1990 по 2016–2017 гг. наибольшие темпы сокращения демонстрируют относительно небольшие ледники площадью менее 1 км².

Значительные потери площади *долинных ледников* связаны с отступанием и отчленением их языков. Иллюстрация этого процесса – изменение фронтов ледников Альдегонда и Восточный Грёнфьорд, которые за последние 80 лет отступили более чем на 2 км. В XX в. ледник Альдегонда отступал со скоростью в среднем 20 м в год, а за последние 15 лет темпы его отступления увеличились до 35 м в год (рис. 4). Для долинного ледника Восточный Грёнфьорд характерны ещё более интенсивные изменения (рис. 5). С 2003 г. отступление его фронта составило в среднем 50 м в год. Однако его язык сокращался неравномерно: например, в 2017 г. значительная его часть отчленилась от ледника в результате вытаивания ригеля на ложе. Таким образом, за один год длина ледника сократилась на 330 м. Безусловно, эти события связаны с предельным истончением пологого ледникового языка, что обу-

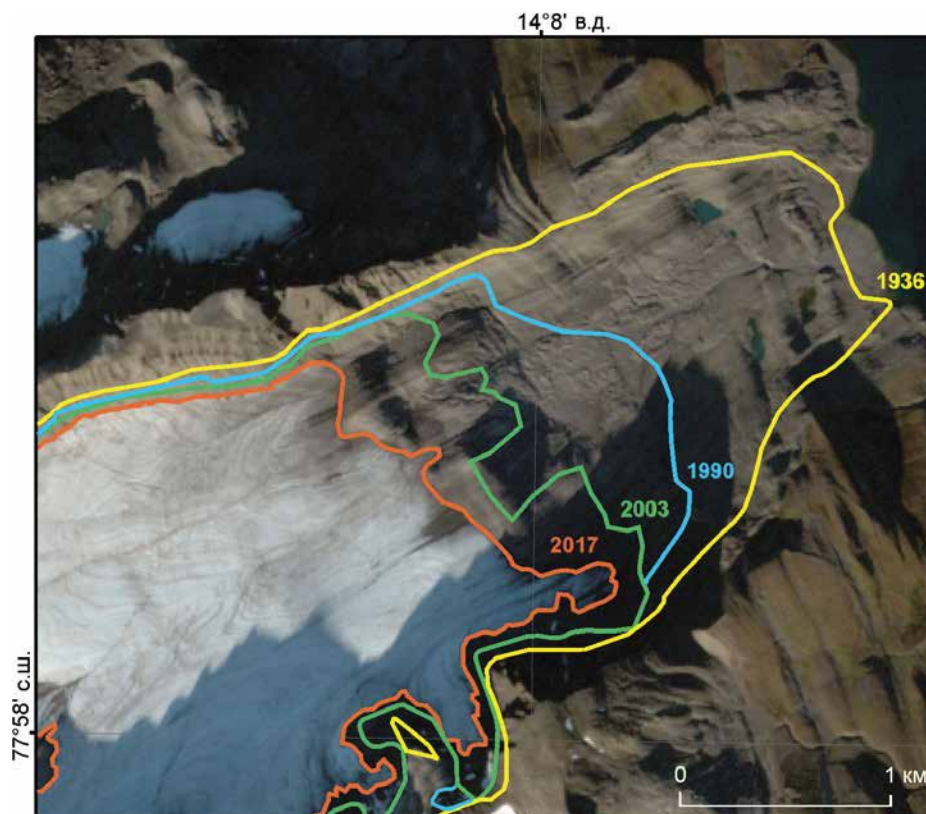


Рис. 4. Изменение границ ледника Альдегонда с 1936 по 2017 г.

Fig. 4. Change of the boundaries of the Aldegondabreen Glacier from 1936 to 2017

словлено интенсивным таянием льда (рис. 6). По данным полевых измерений, в нижней части ледника Восточный Грэнфьорд на высоте около 50 м ежегодные потери льда на таяние составляют от 3,5 до 4 м. Подобные процессы наблюдаются и на других ледниках западной части Земли Норденшельда, пологие языки которых расположены низко. В меньшей степени сокращались ледники в центральной части Земли Норденшельда, где ледники расположены гипсометрически выше. Площади ледников Тавле, Тунге и Ларс сократились с начала XXI в. в пределах 20%, а ледники, лежащие севернее, ближе к побережью Ис-фьорда, — Лонгиер, Богер, Пассфьель сократились почти на 30% (см. табл. 2).

В целом в группе рассматриваемых ледников (за исключением пульсирующего ледника Фритьоф) сокращения площади с 1936 по 2016–2017 гг. изменялись с 35 до 78% и в среднем составили 48,3%, что совпадает со средним изменением площади всех ледников западной части Земли Норденшельда за тот же период. Ледник Восточный Грэнфьорд, на котором Инсти-

тут географии РАН проводит ежегодные масс-балансовые измерения, сократился на 44,3%.

Обсуждение

Результаты исследования показали, что сокращение горных ледников обратно пропорционально их размерам (см. табл. 1). Эта тенденция характерна для всего периода исследований, но наиболее чётко выражена в период с 2002 по 2017 гг. Наименьшие изменения площади характерны для крупнейших ледников Земли Норденшельда: Фритьоф, Западный Грэнфьорд и Тавле (см. табл. 2).

Высотное положение ледника также относится к важному фактору, так как оно непосредственно связано с абляцией. К числу наиболее сократившихся ледников относятся ледники, *верхняя граница* которых расположена низко (см. табл. 2). Напротив, площадь ледников небольших размеров с максимальным верхним уровнем — Богер, Лонгиер, Тунге — изменилась незначительно.

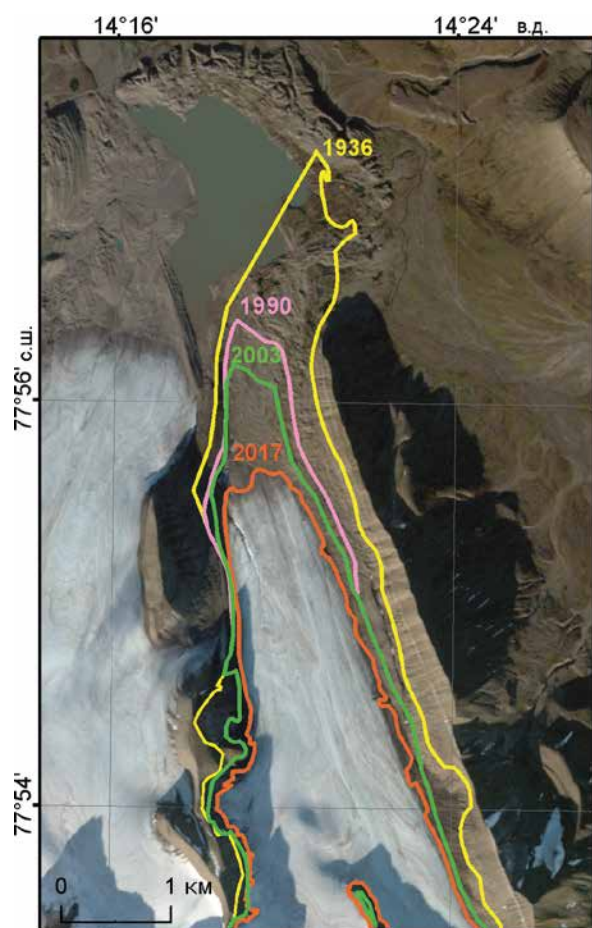


Рис. 5. Изменение границ ледника Восточный Грёнфьорд с 1936 по 2017 г.

Fig. 5. Change of the boundaries of the Eustre Grøn-fjordbreen Glacier from 1936 to 2017

Уровень *нижней границы* ледника оказался менее значимым параметром, так как ледники, спускающиеся низко, одновременно относятся к крупнейшим ледникам исследуемого района.

Безусловно, *летние температуры*, с которыми связана величина абляции, остаются главным фактором, влияющим на сокращение оледенения, что в итоге определяет темпы сокращения ледников. На больших высотах наблюдается увеличение количества твёрдых осадков [5], что несколько компенсирует летнее таяние ледников, расположенных на высоких гипсометрических уровнях. При этом на востоке Земли Норденшельда ледники оказались в более благоприятном положении, чем на западе.

Восточная часть Земли Норденшельда — район с развитым горным оледенением, где по состоянию на 2008 г. насчитывалось 93 ледни-

ка общей площадью 258,4 км² по данным, полученным на основании электронных карт [25]. Горные хребты в этом районе достигают высот 1000–1100 м, что способствует накоплению снега на ледниках, поверхность которых расположена выше 700–750 м. Большинство из них имеют обширные области аккумуляции. Оледенение восточного района представлено тремя группами в горных узлах, разделённых долинами Адвентдален и Рейндален. К северу от Адвентдален находится 25 ледников, которые занимают площадь 37,1 км². Между долинами Адвентдален и Рейндален расположены 26 ледников общей площадью 96,1 км². Южнее Рейндалена выделен наиболее крупный ледниковый район Земли Норденшельда, в котором присутствуют 42 ледника общей площадью 125,2 км². Таким образом, площадь оледенения восточного района в полтора раза превышает площадь оледенения на западе.

Различия оледенения между западными и восточными территориями Земли Норденшельда проявляются также при сопоставлении уровня границы питания на ледниках и в области аккумуляции [2, 25]. На востоке уровень границы питания ледников на 100–200 м выше, чем на западе, и их высотное положение позволило сохранить ледникам области аккумуляции, тогда как западные ледники практически полностью лишены области аккумуляции, что обусловило большие потери льда. Значения годового баланса массы ледников Вёринг, Богер, Лонгиер и Западный Грёнфьорд, полученные в 1970–1980 гг., были равны соответственно –64, –53, –55, –67 г/см² [2]. Согласно полевым наблюдениям, средний годовой баланс массы ледника Восточный Грёнфьорд, измеренный в 2013–2017 гг., составил –168 г/см². На основании сравнения таяния и снегонакопления балансовые значения ледника Восточный Грёнфьорд наиболее соответствуют ледникам Вёринг и Западный Грёнфьорд. Таким образом, ледник Восточный Грёнфьорд показывает значительное уменьшение баланса массы как следствие повышения летних температур. В настоящее время большинство крупных ледников на западе Земли Норденшельда оказались климатически «мёртвыми» ледниками, так как их поверхность расположена полностью в области абляции. Поэтому и изменения их площади наиболее масштабны.



Рис. 6. Фронт ледника Восточный Грёнфьорд (1) и отделившееся часть ледника (2). Фото Р.А. Чернова, август 2017 г.

Fig. 6. Front of the Eustre Grønfyordbreen Glacier (1), detached part of the glacier (2). Photo by R.A. Chernov, August 2017

Заклучение

Анализ реакции горного оледенения Земли Норденшельда на изменения климатических условий на протяжении XX и в начале XXI вв. позволил установить существенное сокращение площади ледников. Наибольшие изменения касаются горных ледников площадью менее 0,5 км². С 1936 по 2016–2017 гг. они потеряли 76% площади, а крупные горно-долинные ледники — до 33% площади. Относительные изменения площади ледников оказались обратно пропорциональны их размерам на протяжении всего рассматриваемого периода. Общие потери площади ледников западной части Земли Норденшельда составили 169,5 км², или 49,5%.

В абсолютных значениях основные потери за последнее десятилетие связаны с сокращением больших долинных ледников, тогда как в прошлые годы преобладали потери на малых ледниках. Это связано, по-видимому, с предельным истончени-

ем их ледниковых языков, расположенных на низких гипсометрических уровнях. Ежегодные потери площади ледников западной части Земли Норденшельда составляют около 4 км², или 2% общей площади оледенения исследуемого района. В настоящее время наибольшие потери несут крупные ледники, лежащие на западных рубежах Земли Норденшельда: Фритьоф, Восточный Грёнфьорд, Западный Грёнфьорд и Дальфонна.

Благодарности. Работа выполнена при поддержке госзадания № 01201352474 (0148-2014-0006) «Оценки современного состояния и текущих изменений внутреннего гидро-термического режима ледников, с выделением данных по эталонным ледникам».

Acknowledgments. The work was carried out with the support of the state project № 01201352474 (0148-2014-0006) «Assessments of the current state and current changes in the internal hydro-thermal regime of glaciers, with data on reference glaciers».

Литература

1. Корякин В.С. Ледники Арктики. М.: Наука, 1988. 158 с.
2. Троицкий Л.С., Зингер Е.М., Корякин В.С., Маркин В.А., Михалёв В.И. Оледенение Шпицбергена (Свальбарда). М.: Наука, 1975. 275 с.

References

1. Koryakin V.S. *Ledniki Arktiki*. Glaciers of the Arctic. Moscow: Nauka, 1988: 158 p. [In Russian].
2. Troitsky L.S., Zinger E.M., Koryakin V.S., Markin V.A., Mikhalev V.I. *Oledenenie Shpitsbergena*. The glacia-

3. Кренке А.Н., Корякин В.С., Тареева А.М. Аккумуляция снега на высоте границы питания ледников Шпицбергена // МГИ. 1986. Вып. 56. С. 90–93.
4. Атлас снежно-ледовых ресурсов мира / Ред. В.М. Котляков. М.: изд. Российской академии наук, 1997. 392 с.
5. Van Pelt W.J.J., Kohler J., Liston G.E., Hagen J., Luks O.B., Reijmer C.H., Pohjola V.A. Multidecadal climate and seasonal snowconditions in Svalbard // Journ. of Geophys. Research. Earth Surface. 2016. V. 121. P. 2100–2117. doi: 10.1002/2016JF003999.
6. Kohler J., James T.D., Murray T., Nuth C., Brandt O., Barrand N.E., Aas H.F., Luckman A. Acceleration in thinning rate on western Svalbard glaciers // Geophys. Research Letters. 2007. V. 34 (18). L18502. doi: 10.1029/2007GL030681.
7. Nuth C., Kohler J., König M., von Deschwenden A., Hagen J.O., Kääb A., Moholdt G., Pettersson R. Decadal changes from a multi-temporal glacier inventory of Svalbard // The Cryosphere. 2013. V. 7. P. 1603–1621.
8. Hagen J.O., Kohler J., Melvold K., Winther J.G. Glaciers in Svalbard: Mass balance, runoff and freshwater flux // Polar Research. 2003. V. 22. № 2. P. 145–159. doi: 10.1111/j.1751-8369.2003.tb00104.x.
9. Malecki J. Accelerating retreat and high-elevation thinning of glaciers in central Spitsbergen // The Cryosphere. 2016. № 10. P. 1317–1329. doi: 10.5194/tc-10-1317-2016.
10. Мавлюдов Б.Р., Саватюгин Л.М., Соловьянова И.Ю. Реакция ледников Земли Норденшельда (архипелаг Шпицберген) на изменение климата // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012. Вып. 1 (91). С. 67–77.
11. Чернов Р.А., Васильева Т.В., Кудиков А.В. Температурный режим поверхностного слоя ледника Восточный Грэнфьорд (Западный Шпицберген) // Лёд и Снег. 2015. Т. 55. № 3. С. 38–46. doi: 10.15356/2076-6734-2015-3-38-46.
12. Электронный ресурс: <https://rp5.ru/> Погода_в_Баренцбурге.
13. Осокин Н.И., Сосновский А.В., Накалов П.Р., Чернов Р.А. Оценка абляции на ледниках архипелага Шпицберген в начале XXI века // Лёд и Снег. 2010. № 3 (111). С. 13–18.
14. Троцкий Л.С., Гуськов А.Г., Осокин Н.И., Ходаков В.Г. Исследование снежного покрова Шпицбергена весной 1979 года // МГИ. 1980. Вып. 39. С. 185–192.
15. Вишивцева Т.В., Чернов Р.А. Особенности пространственного распределения снежного покрова и поля температур в верхнем слое политермического ледника // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 3. С. 373–380. doi.org/10.15356/2076-6734-2017-3.
16. Электронный ресурс: <https://www.yr.no/place/Norway/Svalbard/Longyearbyen/statistics>.
- tion of Spitsbergen (Svalbard). Moscow: Nauka, 1975: 275 p. [In Russian].
3. Krenke A.N., Koryakin V.S., Tareeva A.M. Accumulation of snow at the equilibrium line of glaciers in Spitsbergen. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1986, 56: 90–93. [In Russian].
4. *Atlas snezhno-ledovykh resursov mira*. World Atlas of Snow and Ice Resources. Ed. V.M. Kotlyakov. Moscow: Russian Academy of Sciences, 1997: 392 p. [In Russian].
5. Van Pelt W.J.J., Kohler J., Liston G.E., Hagen J., Luks O.B., Reijmer C.H., Pohjola V.A. Multidecadal climate and seasonal snowconditions in Svalbard. Journ. of Geophys. Research. Earth Surface. 2016, 121: 2100–2117. doi: 10.1002/2016JF003999.
6. Kohler J., James T.D., Murray T., Nuth C., Brandt O., Barrand N.E., Aas H.F., Luckman A. Acceleration in thinning rate on western Svalbard glaciers. Geophys. Research Letters. 2007, 34 (18): L18502. doi: 10.1029/2007GL030681.
7. Nuth C., Kohler J., König M., A. von Deschwenden, Hagen J.O., Kääb A., Moholdt G., Pettersson R. Decadal changes from a multi-temporal glacier inventory of Svalbard. The Cryosphere. 2013, 7: 1603–1621.
8. Hagen J.O., Kohler J., Melvold K., Winther J.G. Glaciers in Svalbard: Mass balance, runoff and freshwater flux. Polar Research. 2003, 22 (2): 145–159. doi: 10.1111/j.1751-8369.2003.tb00104.x.
9. Malecki J. Accelerating retreat and high-elevation thinning of glaciers in central Spitsbergen. The Cryosphere. 2016, 10: 1317–1329. doi: 10.5194/tc-10-1317-2016.
10. Mavlyudov B.R., Savatyugin L.M., Solovyanova I.Yu. The reaction of the glaciers of the Nordenskiöld Land (Spitsbergen) to climate change. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of Arctic and Antarctic. 2012, 1 (91): 67–77. [In Russian].
11. Chernov R.A., Vasilyeva T.V., Kudikov A.V. Temperature regime of upper layer of the glacier East Gronfjorden (West Svalbard). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2015, 55 (3): 38–46. [In Russian].
12. <https://rp5.ru/>.
13. Osokin N.I., Sosnovsky A.V., Nakalov P.R., Chernov R.A. Estimation of ablation on glaciers on Spitsbergen archipelago in the beginning of XXI century. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2010, 3 (111): 13–18. [In Russian].
14. Troitsky L.S., Gus'kov A.G., Osokin N.I., Khodakov V.G. Study of snow cover of Spitsbergen in the spring of 1979. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1980, 39: 185–192. [In Russian].
15. 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.org/10.15356/2076-6734-2017-3.
16. <https://www.yr.no/place/Norway/Svalbard/Longyearbyen/statistics>.

17. RGI Consortium (2017). Randolph Glacier Inventory – A Dataset of Global Glacier Outlines: Version 6.0: Technical Report, Global Land Ice Measurements from Space, Colorado, USA. Digital Media. doi: <https://doi.org/10.7265/N5-RGI-60>.
18. König M., Kohler J., Nuth C. Glacier Area Outlines – Svalbard, v1.0, 2013. <http://data.npolar.no/dataset/89f430f8-862f-11e2-8036-005056ad0004> Delivered by CryoClim service.
19. ArcticDEM. DEM(s) were created from DigitalGlobe, Inc., imagery and funded under National Science Foundation awards 1043681, 1559691, and 1542736. <https://www.pgc.umn.edu/data/arcticdem>.
20. SENTINEL 2 Data Quality Report. ESA. Ref. S2-PDGS-MPC-DQR. Is. 24. 36 p. <http://earth.esa.int/documents/247904/685211/Sentinel-2-Data-Quality-Report>.
21. Электронный ресурс: <https://www.pgc.umn.edu/guides/arcticdem/data-description>.
22. Rodriguez E., Morris C.S., Belz J.E., Chapin E.C., Martin J.M., Daffer W., Hensley S. An assessment of the SRTM topographic products. Technical Report JPL D-31639. Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, California. 2005. 143 p.
23. Tachikawa T., Kaku M., Iwasaki A., Gesch D., Oimoen M., Zhang Z., Danielson J., Krieger T., Curtis B., Haase J., Abrams M., Robert Crippen R., Carabajal C. ASTER Global Digital Elevation Model Version 2 – Summary of Validation Results. 2011. 27 p.
24. Зингер Е.М., Захаров В.Г., Жидков В.А. Наблюдения за подвижкой ледника Фритъоф на Шпицбергене в 1997 г. // МГИ. 1997. Вып. 83. С. 231–233.
25. Электронный ресурс: <http://toposvalbard.npolar.no>.
17. RGI Consortium (2017). Randolph Glacier Inventory – A Dataset of Global Glacier Outlines: Version 6.0: Technical Report, Global Land Ice Measurements from Space, Colorado, USA. Digital Media. doi: <https://doi.org/10.7265/N5-RGI-60>.
18. König M., Kohler J., Nuth C. Glacier Area Outlines – Svalbard, v1.0, 2013. <http://data.npolar.no/dataset/89f430f8-862f-11e2-8036-005056ad0004> Delivered by CryoClim service.
19. ArcticDEM. DEM(s) were created from DigitalGlobe, Inc., imagery and funded under National Science Foundation awards 1043681, 1559691, and 1542736. <https://www.pgc.umn.edu/data/arcticdem/>
20. SENTINEL 2 Data Quality Report. ESA. Ref. S2-PDGS-MPC-DQR. Issue 24. 36 p. <http://earth.esa.int/documents/247904/685211/Sentinel-2-Data-Quality-Report>.
21. <https://www.pgc.umn.edu/guides/arcticdem/data-description>.
22. Rodriguez, E., Morris C.S., Belz J.E., Chapin E.C., Martin J.M., Daffer W., Hensley S. An assessment of the SRTM topographic products. Technical Report JPL D-31639. Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, California. 2005: 143 p.
23. Tachikawa T., Kaku M., Iwasaki A., Gesch D., Oimoen M., Zhang Z., Danielson J., Krieger T., Curtis B., Haase J., Abrams M., Robert Crippen R., Carabajal C. ASTER Global Digital Elevation Model Version 2 – Summary of Validation Results. 2011: 27 p.
24. Zinger E.M., Zakharov V.G., Zhidkov V.A. Observations of the surge of the Fridtjofbreen glacier on Spitsbergen in 1997. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies 1997, 83: 231–233. [In Russian].
25. <http://toposvalbard.npolar.no>.

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И СНЕЖНЫЕ ЛАВИНЫ

УДК 551.321.7

doi: 10.15356/2076-6734-2018-4-473-485

Пространственно-временная неоднородность снежной толщи по данным пенетromетра SnowMicroPen

© 2018 г. А.Ю. Комаров*, Ю.Г. Селиверстов, П.Б. Гребенников, С.А. Сократов

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

*ankom9@gmail.com

Spatio-temporal heterogeneity of the snow cover from data of the penetrometer SnowMicroPen

A.Y. Komarov*, Y.G. Seliverstov, P.B. Grebennikov, S.A. Sokratov

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

*ankom9@gmail.com

Received March 27, 2018

Accepted August 15, 2018

Keywords: *detection of weak layers, mechanical properties, micro penetrometer, snow cover, snow cover stability, snow hardness, snowpack variability.*

Summary

The paper presents the results of studies aimed at investigation of the spatial and temporal variability of snow cover structure on the basis of strength values and its variations obtained by means of the high-resolution penetrometer SnowMicroPen. The possibilities of fast and independent from the observer identification of layers (including identification of weakened, potentially avalanche-dangerous layers) were estimated under the climatic conditions of Moscow and the Khibiny mountains. Horizontal areas with homogeneous underlying surface and vegetation were selected for the stratigraphic studies that made it possible to avoid a possible influence of slope relief and exposure from the obtained data on the spatial and temporal variability of the snow depth structure. The analysis of the information obtained in winter seasons 2014/15 and 2016/17 allowed constructing detailed schemes of the snow cover evolution at the Moscow site as well as assessing the inter-annual and intra-seasonal variability of its structure. After the SnowMicroPen data were recorded in the course of the field works carried out in winter 2015/16 on the Khibiny educational and scientific base of the Lomonosov Moscow State University (city of Kirovsk), the 10-meter trench on the same profile was described in details, and direct data on the snow cover structure were obtained. The strength values resulted from the above studies characterize the layers composed of crystals of various shapes and sizes, and they are considered as the first step to methodology of operational definition of the spatially-inhomogeneous stratigraphy and stability of snowpack without snowpit observations. The data analysis showed high spatial and temporal variability of the structure and properties of snow cover even at a homogeneous area, usually described by a single snowpit.

Citation: Komarov A.Y., Seliverstov Y.G., Grebennikov P.B., Sokratov S.A. Spatio-temporal heterogeneity of the snow cover from data of the penetrometer SnowMicroPen. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2018. 58 (4): 473–485. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2018-4-473-485.

Поступила 27 марта 2018 г.

Принята к печати 15 августа 2018 г.

Ключевые слова: *выявление ослабленных слоёв, метаморфизм снежной толщи, неоднородность снежного покрова, пенетромметр, прочность снега, снежный покров.*

Представлены результаты исследований снежной толщи, полученные на двух полигонах в Москве и Хибинах. Исследована пространственная неоднородность снежной толщи и её изменения в течение зимнего сезона. Прочность снега определяли с помощью пенетromетра высокого разрешения SnowMicroPen. Построены и проанализированы схемы развития снежной толщи и её пространственная изменчивость.

Введение

Прогноз лавинной опасности требует оперативного получения и быстрой интерпретации информации о строении и свойствах снежного

покрова на склонах. Требуемые для этого характеристики снега и снежного покрова [1], а также возможные методы их получения [2] хорошо известны. Однако значительная пространственно-временная изменчивость строения и свойств

снежного покрова усложняет решение этой задачи. Репрезентативность выбранного места единичного шурфа для представления стратиграфии снежного покрова и структуры слагающих снежный покров слоёв снега на всей окружающей территории достаточно субъективна. Кроме того, выделение отдельных слоёв в снежной толще шурфа зависит от опыта наблюдателя, т.е. оно также субъективно. Для проходки большого числа шурфов требуются значительные временные затраты и физические усилия, однако часто это невозможно, особенно на лавоопасных участках.

Изменение строения и свойств снежного покрова в точке во времени сейчас достаточно хорошо описывается известными физическими закономерностями, вплоть до наличия определённых возможностей его оперативного моделирования на основе поступающей метеорологической информации [3–5]. Значительный прогресс достигнут также в нахождении закономерностей пространственной неоднородности снежного покрова. Изменчивость характеристик снежного покрова в пространстве, определяемая различиями метеорологических условий, представлялась в виде классификации и карт [6]. Результаты исследований позволили предложить «Классификацию снежного покрова по характеру эволюции» в качестве объяснения различий основных характеристик снежного покрова в масштабах климатических зон, природных комплексов, урочищ и фаций [7]. Определяемые климатическими условиями различия в стратиграфии снежной толщи были положены в основу лавинного районирования СССР [8]. На основе статистического анализа разрабатывались методики определения оптимальных интервалов измерения толщины и плотности снежного покрова на склонах для повышения репрезентативности получаемых данных [9]. Численно оценивалась и математически описывалась изменчивость характеристик снежного покрова, определяемая морфологией и микрорельефом склонов [10].

Более детальные исследования пространственной изменчивости дополнительно включают в себя исследование толщины отдельных слоёв, слагающих снежный покров, плотности снежного покрова, его механических свойств [11–14]. Установлено, что различия в стратиграфии снежной толщи в региональном масштабе могут воспроиз-

водиться через комбинацию ограниченного числа наблюдаемых и моделируемых метеорологических параметров [15], что в дальнейшем было использовано для создания алгоритма «лавинного климата» индивидуальных зим в локальном масштабе [16], вплоть до определения типов ожидаемых лавин и степени лавинной опасности [17]. Сделаны первые попытки комбинирования физических процессов в снежной толще [18] с изменчивостью их проявления в пространстве на локальном уровне [19, 20]. Основная проблема и нахождения методики интерполяции данных наблюдений в пространстве, и моделирования пространственной изменчивости – верификация получаемых результатов. Современные технологии позволяют с большой точностью воспроизводить пространственное распространение толщины снежного покрова [21], однако стратиграфия и свойства слоёв снега, слагающих снежный покров, пока ещё требуют прямых измерений.

В снеголавинных исследованиях наиболее востребованные характеристики снежного покрова, характеризующие его устойчивость на склонах в каждый момент времени, – послойная прочность снега и её изменчивость в пространстве [22]. Фактически, устойчивость снежного покрова определяется формой профиля прочности снега [23]. Существуют разные методики определения формы таких профилей, но так или иначе методологически они связаны с измерением сопротивления ледяной матрицы механическому воздействию [24–31]. В настоящее время всё большую популярность получает использование пенетromетра высокого разрешения SnowMicroPen (SMP) [32, 33], с помощью которого улучшается качество получаемых данных [34], что способствует развитию методики их интерпретации [35, 36].

SMP был приобретён для определения его технических возможностей в климатических условиях интересующих нас регионов (Хибины и Москва) и оценки «базовой» естественной пространственной неоднородности в стратиграфии снежного покрова на однородном с точки зрения геоморфологии и растительности участке, характеристики снежного покрова на котором обычно получают в результате описания единичного шурфа. Понимание возможного диапазона такой изменчивости необходимо при переходе на пространственную изменчивость, определяе-

мую различиями в морфометрии рельефа, ландшафтными условиями и микрометеорологией.

Методика исследований

SMP представляет собой устройство, позволяющее оперативно, с разрешением в 4 мкм, проводить и записывать данные измерения силы сопротивления ледяной матрицы вертикальному проникновению (с постоянной скоростью) шупа в снежную толщу (прочность снега) и амплитуды этой силы, т.е. предоставляя информацию о состоянии, стратиграфии и устойчивости снежной толщи [37]. Получение единичного вертикального профиля занимает минуты, что даёт возможность пройти и записать данные по значительному числу таких профилей за время, обычно затрачиваемое на описание одного шурфа. Использование прибора позволяет избежать субъективности, которая присуща визуальному обследованию шурфов различными наблюдателями, а также технических ошибок, вызываемых «человеческим фактором», среди которых: различные усилия, неточная регистрация значений, недобор проб и т.п. При этом получаемые характеристики не имеют прямой аналогии с обычно проводимыми в шурфах измерениями [1]. Алгоритмы интерпретации получаемых SMP-данных в «стандартные» характеристики снега достаточно успешно разрабатываются [35, 36], но и без их использования чётко и точно определяемые границы между слоями снега, слагающими снежный покров, позволяют делать выводы о пространственной неоднородности в стратиграфии и прочности слагающих снежный покров слоёв.

Работы выполнялись на площадках метеорологической обсерватории МГУ имени М.В. Ломоносова (Москва) и Хибинской учебно-научной базы МГУ (г. Кировск) [38]. Исследования в Москве предусматривали регулярные измерения автоматическим датчиком толщины снежного покрова и периодические наблюдения за строением и развитием снежной толщи при помощи SMP с шагом 50 см горизонтальной линии протяжённостью 10 м (далее — трансекты), а также в шурфе, расположенном в её створе, с определением толщины слоёв, их плотности, температур, размера и формы зёрен. Всего было выпол-

нено шесть серий таких измерений в 2014/15 г. и восемь в 2016/17 г. (294 замера) [39, 40]. В Кировске работы проводили в марте 2016 г. и они были аналогичны московским измерения SMP вдоль трансекты длиной 10 м, с последующим разбитием и детальным описанием траншеи по той же линии. Таким образом, в Москве с помощью SMP-данных формировалась статистика по изменению стратиграфии снежного покрова в течение зимних сезонов и её пространственной изменчивости, тогда как в Кировске были получены прямые данные по пространственной изменчивости свойств слоёв снежной толщи и соответствующие им SMP-данные.

Изменчивость значений прочности оценивалась по вертикальным профилям и рассчитывалась для каждого слоя как отношение среднеквадратического отклонения значений в этом слое к их средней арифметической. Изменчивость прочности и других параметров снежного покрова вдоль трансекты исследовалась аналогичным образом, однако исходными данными служили осреднённые по слоям значения. Таким образом, для каждого слоя сравнивались средние значения прочности, полученные по 21 вертикальному профилю.

Результаты

Исследования показали, что изменчивость стратиграфии и свойств снежного покрова существенна даже в пределах ровной однородной площадки с одинаковой подстилающей поверхностью и растительностью как в условиях Москвы, так и в Хибинах (рис. 1–3). Значения коэффициента вариации прочности снега, определяемые SMP, по вертикальному профилю (внутри слоёв, слагающих снежный покров), как правило, выше, чем по продольному (вдоль трансекты) и в обоих случаях могут превышать 100%. Данные, полученные в Москве, указывают на значительную межгодовую изменчивость развития снежного покрова, включая даты установления максимальной толщины и разрушения, стратиграфию и распределение значений исследуемых параметров внутри толщи (см. рис. 1, а и рис. 2, а).

На основе анализа данных метеорологической обсерватории МГУ за период с 2011 по

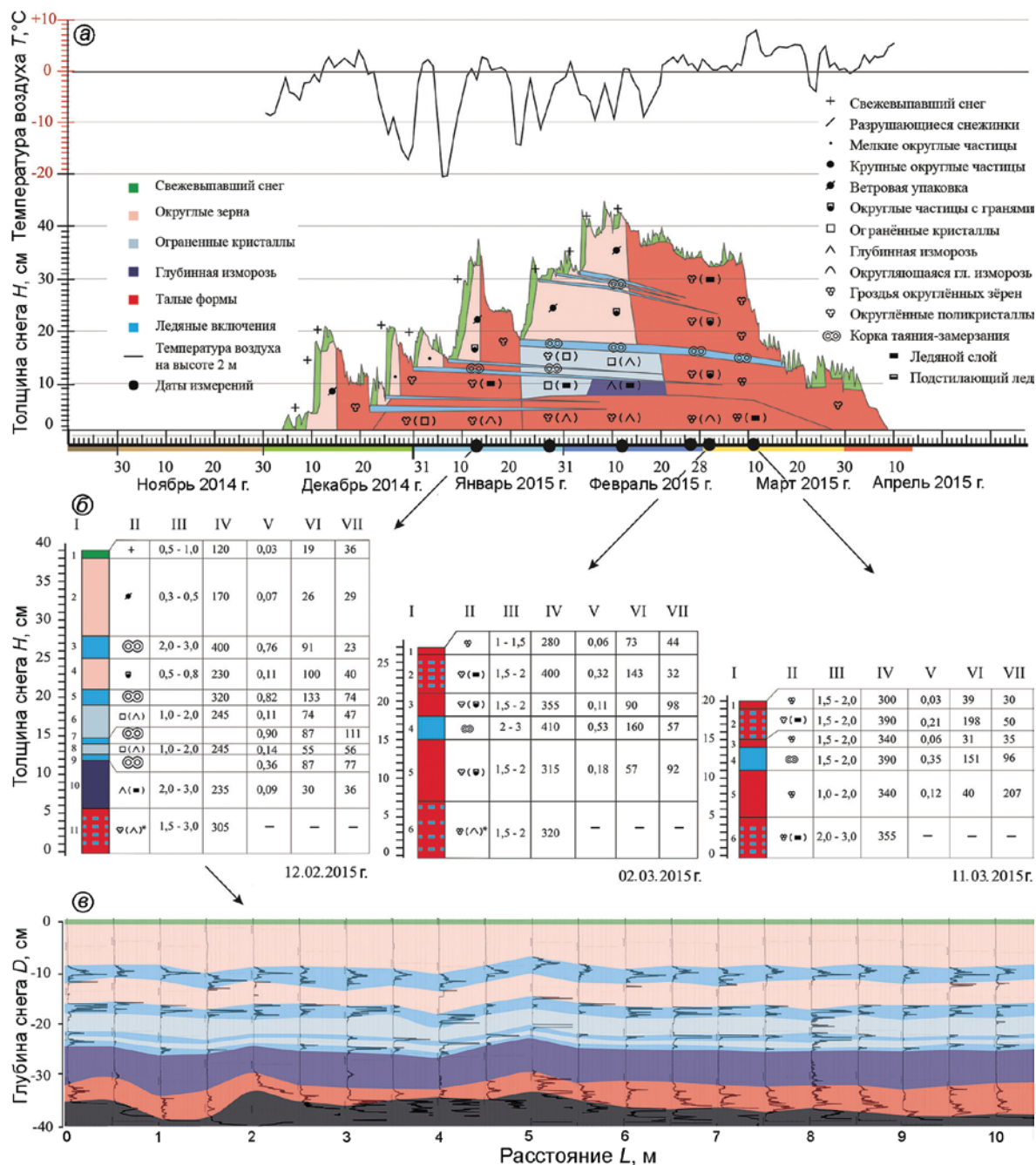


Рис. 1. Схемы временной и пространственной изменчивости характеристик снежного покрова в Москве зимой 2014/15 г.

Цветовые и символные обозначения характеризуют морфологические классы кристаллов в соответствии с [1].
 а – схема временной изменчивости толщины и стратиграфии снежного покрова; б – примеры шурфов на разные даты с характеристиками выделенных слоёв; I – номер слоя; II – форма кристаллов; III – размер кристаллов, мм; IV – плотность снега в слое, кг/м³; V – прочность снега в слое, Н; VI – вариация прочности по вертикальным профилям, %; VII – вариация прочности вдоль трансекты, %; в – пример схемы пространственной изменчивости стратиграфии и прочности снежного покрова. Чёрными линиями показаны профили значений прочности по данным пенетromетра SMP (21 замер). Ширина шкалы прочности для каждого профиля составляет 4 Н

Fig. 1. The scheme of spatial and temporal variability of the snow cover characteristics in Moscow in winter 2014/15.

The colors and symbols characterize the morphological classes of snow crystals according to [1].

а – the scheme of the temporal variability of the height and stratigraphy of snow cover; б – the examples of the snowpits at different dates with the snow layers' characterization; I – the layer's No; II – the snow crystals' form; III – the snow crystals' size, mm; IV – the snow density in a layer, kg/m³; V – snow hardness in a layer, N; VI – snow hardness variability in vertical profiles, %; VII – snow hardness variability along the transect, %; в – an example of the scheme of the spatial variability of the stratigraphy and hardness of the snowpack. The black lines show the profiles of the hardness values from SMP penetrometer (21 profile). The wide of the hardness scale for each profile is 4 N

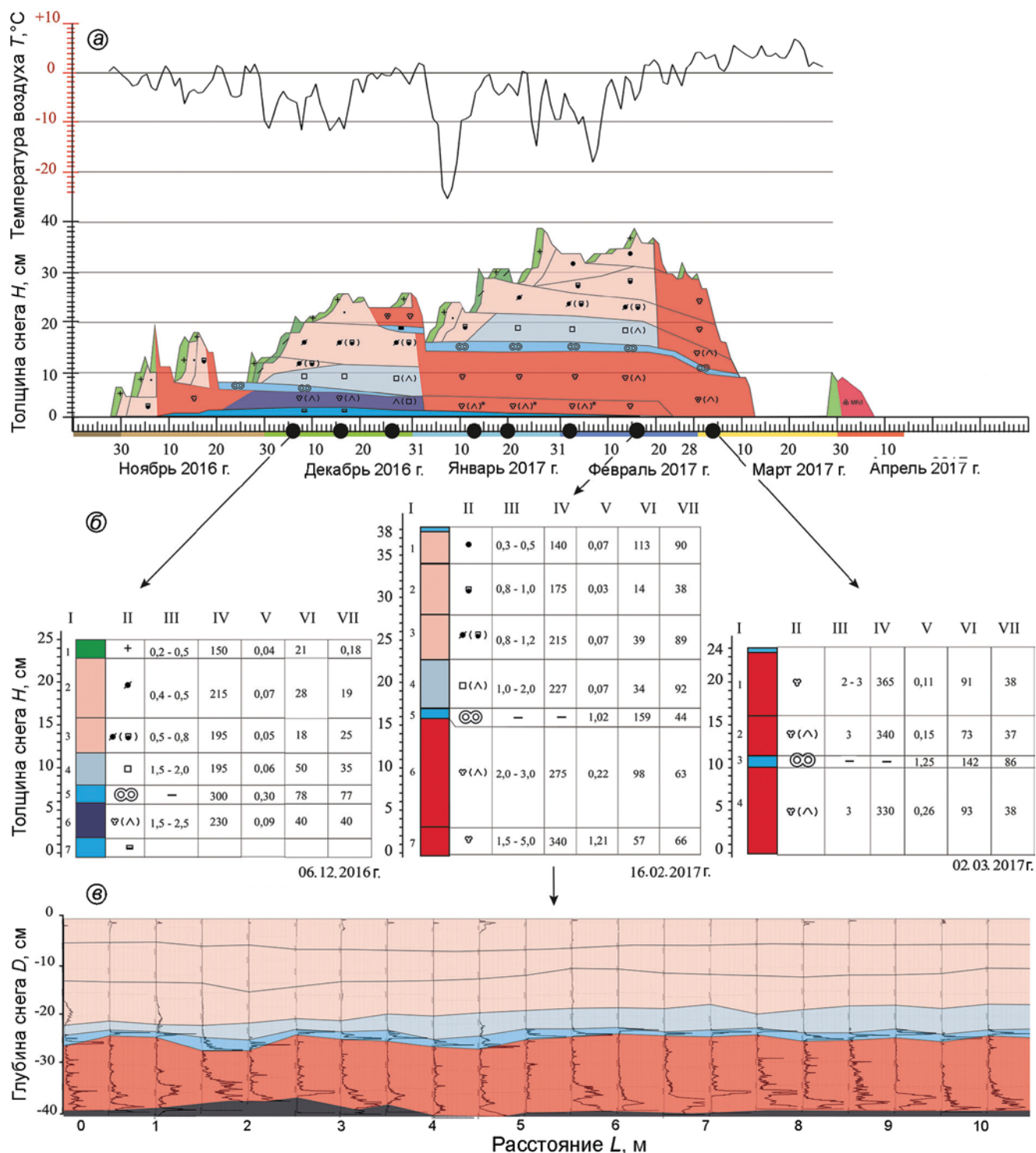


Рис. 2. Схемы временной и пространственной изменчивости характеристик снежного покрова в Москве зимой 2016/17 г. [39]:

a — схема временной изменчивости толщины и стратиграфии снежного покрова; *б* — примеры шурфов на разные даты с характеристиками выделенных слоёв; *в* — пример схемы пространственной изменчивости стратиграфии и прочности снежного покрова. Остальные усл. обозначения см. рис. 1

Fig. 2. The scheme of spatial and temporal variability of the snow cover characteristics in Moscow in winter 2016/17 [39]:

a — the scheme of the temporal variability of the height and stratigraphy of snow cover; *б* — the examples of the snowpits at different dates with the snow layers' characterization; *в* — an example of the scheme of the spatial variability of the stratigraphy and hardness of the snowpack. For the other symbols see Fig. 1

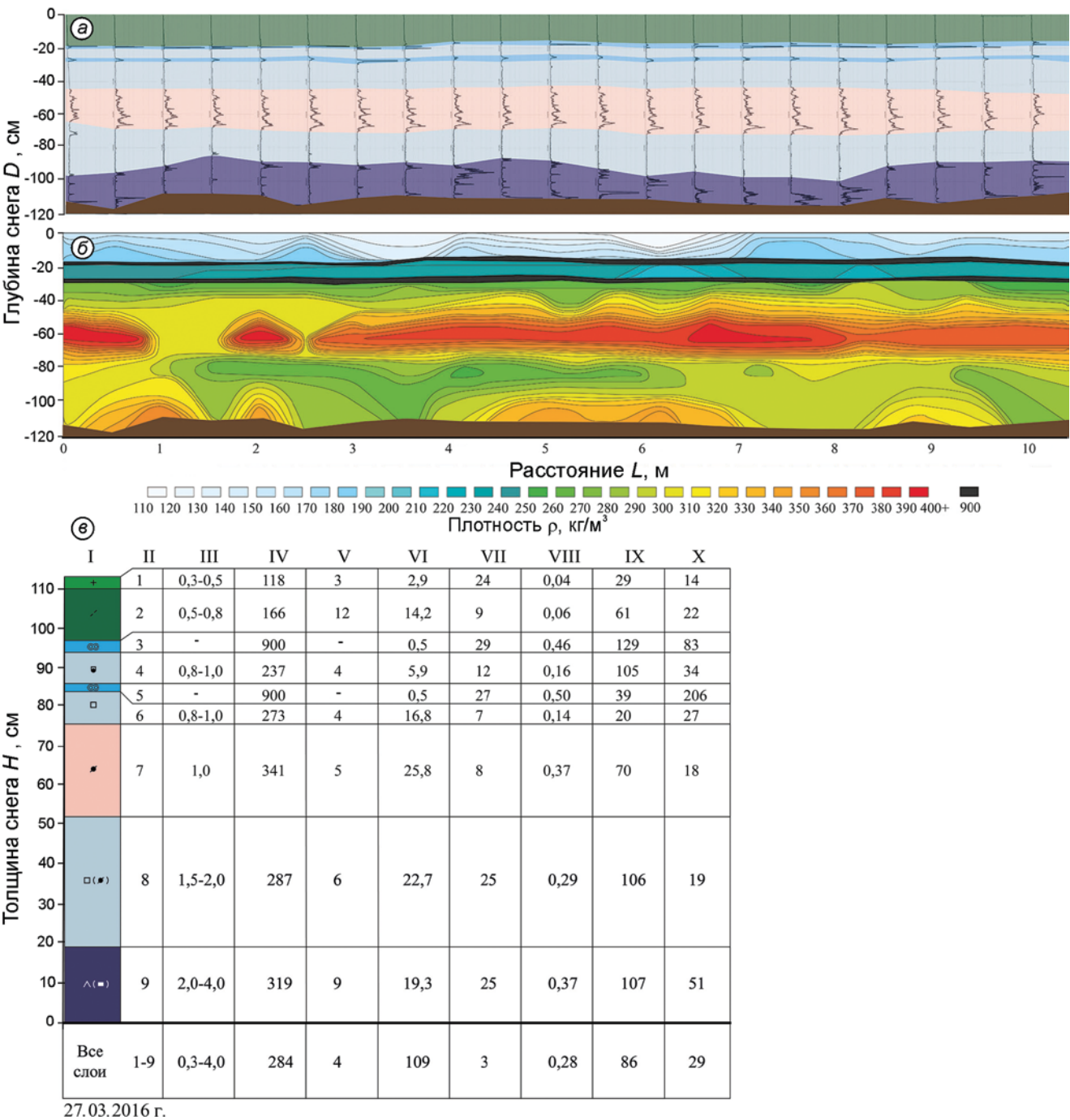


Рис. 3. Схемы пространственной изменчивости характеристик снежного покрова в траншее протяжённостью 10 м в Хибинах по данным на 27 марта 2016 г.: *a* – схема изменчивости стратиграфии и прочности снежного покрова; *б* – схема изменчивости значений плотности снега внутри снежной толщи [40]; *в* – значения измеренных параметров, осреднённые по слоям. I – форма кристаллов; II – номер слоя; III – размер кристаллов, мм; IV – плотность снега в слое, кг/м³; V – вариация значений плотности вдоль траншеи, %; VI – толщина слоя, см; VII – вариация толщины слоя вдоль траншеи, %; VIII – прочность снега в слое, Н; IX – вариация прочности снега по вертикальным профилям, %; X – вариация прочности снега вдоль траншеи, %. Остальные усл. обозначения см. рис. 1

Fig. 3. Scheme of spatial variability of the snow cover characteristics in 10 m-length trench in Khibiny on March 27, 2016: *a* – the scheme of the spatial variability of the stratigraphy and hardness of the snowpack; *б* – the scheme of the variability of the snow density in the snowpack [40]; *в* – the values of the measured characteristics averaged per layer. I – the snow crystals’ form; II – the layer’s No; III – the snow crystals’ size, mm; IV – the snow density in a layer, kg/m³; V – variability in of snow density along the trench; VI – a layer’s thickness, cm; VII – variability of a snow layer’s thickness along the trench; VIII – snow hardness in a layer, N; IX – snow hardness variability in vertical profiles, %; X – snow hardness variability along the trench, %. For the other symbols see Fig. 1

2017 г. установлено, что толщина и продолжительность залегания снежного покрова в 2014/2015 и 2016/2017 гг. имеют типичные значения, а процессы, строение, свойства и типы кристаллов снега характерны и репрезентативны для данного региона. Несмотря на то, что максимум снегонакопления пришёлся на один и тот же период, а продолжительность зимнего сезона была практически одинакова (136 и 126 дней для зим 2014/2015 и 2016/2017 гг. соответственно), наблюдался значительный сдвиг в периоде залегания снежного покрова. В сезоне 2014/15 г. устойчивый снежный покров сформировался на 36 дней раньше и разрушился на 26 дней раньше, чем в сезоне 2016/17 г. Метеорологические процессы и погодные явления, влияние на развитие снежной толщи в зимы 2014/15 и 2016/17 гг. оказались схожи, но их повторяемость и интенсивность значительно отличались, что нашло отражение в изменчивости строения и механических свойств связей между кристаллами снега. Частые оттепели, наблюдавшиеся зимой 2016/17 г., способствовали формированию неоднородной толщи с многочисленными ледяными корками, льдистыми включениями и повышенными, по сравнению с зимой 2014/15 г., значениями прочности и её коэффициентами вариации.

В климатических условиях Москвы в строении снежной толщи преобладали слои, сложенные кристаллами талых форм, а также слои уплотнённого мелкозернистого снега (см. рис. 1, 2). Типичны также слои с преобладанием кристаллов с огранкой и глубинной изморози, формирующиеся в результате температурно-градиентного метаморфизма в периоды резких и продолжительных похолоданий. Важную роль в процессе эволюции снежной толщи играют льдистые корки и смёрзшиеся слои, формирующиеся в периоды оттепелей и во многом определяющие интенсивность миграции воды внутри толщи. Их толщина может составлять от 1 до 30 мм. По мере развития снежной толщи форма, размер и связи между кристаллами значительно изменяются, что находит отражение в характере сигнала и значениях прочности, полученных с помощью SMP.

В начале зимы снежная толща отличалась пониженными значениями плотности, прочности и их коэффициентами вариации, что свидетельствует о её относительной однородно-

сти (см. рис. 1, б (12 февраля 2015 г.) и рис. 2, б (6 декабря 2016 г.)). Средние по шурфу значения плотности составили 210 кг/м^3 , прочности — 0,09 при коэффициентах вариации по вертикальным профилям и вдоль трансекты 36 и 31% соответственно. В период максимального снегонакопления толща характеризовалась сложной стратиграфией, обилием зёрен различных форм и неоднородностью связей между ними (см. рис. 1, б (2 марта 2015 г.) и рис. 2, б, в (16 февраля 2017 г.)). К этому времени толща значительно уплотнилась, средние значения достигли 255 кг/м^3 . При этом прочность связей между зёрнами в целом увеличилась до средних значений — около 0,23 Н. Повышение коэффициентов вариации до 61% по вертикальным профилям и 53% вдоль трансекты отражает увеличение неоднородности снежной толщи. В период весеннего снеготаяния плотность снега возрастает до средних значений 358 кг/м^3 (см. рис. 1, б (11 марта 2015 г.) и рис. 2, б (2 марта 2017 г.)). За счёт разрушения связей между кристаллами и появления в толще жидкой воды средняя прочность толщи снижается до 0,20 Н. Поскольку процесс таяния происходит неравномерно и осложняется ночными заморозками, сохраняется большая вариация значений. Осреднённые по толще коэффициенты вариации составляют 99 и 77% для вертикальных профилей и вдоль трансекты соответственно.

Исследование показало, что значения прочности и её коэффициентов вариации возрастают с увеличением плотности, льдистости и размера кристаллов слоя, в частности, с ростом числа циклов таяния—заморозания и степени фирнизации толщи. Наименьшие значения прочности и её коэффициентов вариации соответствуют однородным слоям рыхлого свежеснежавшего и осевшего мелкозернистого снега, а также типичны для слоёв с огранкой и глубинной изморози, не подвергавшихся воздействию положительных температур. Наибольшие осреднённые по слоям значения прочности и коэффициентов вариации характерны для слоёв, формирующихся в результате последовательных циклов таяния—заморозания, включая ледяные корки, слои крупнозернистого снега и смёрзшихся поликристаллов с ледяными включениями и конгломератами зёрен. В периоды снеготаяния значения прочности уменьшаются из-за разрушения свя-

зей между зёрнами, а вариации, напротив, возрастают. Достаточно высокие значения коэффициентов вариации наблюдаются также в слоях, сложенных кристаллами в начальной стадии огранки, что указывает на неравномерность развития температурно-градиентного метаморфизма даже в пределах визуально однородных слоёв.

Установлено также, что в пределах однородного, равнинного, с травянистой растительностью ландшафта полигона метеостанции МГУ наблюдается значительная вариация толщины слоёв. Коэффициент вариации толщины снежного покрова вдоль трансекты составил по результатам всех измерений от 5 до 9% в зависимости от даты измерений. При этом коэффициенты вариации толщины отдельных слоёв оказалась значительно больше — от 12 до 46%. Высокие значения коэффициентов вариации наблюдались в сильно льдистых слоях, ледяных корках и слоях глубинной изморози.

Данные, полученные в Хибинах, характеризуют снежную толщу в период максимума снегонакопления и описывают стратиграфию, типичную для данного региона и его климатических условий. На основе этих данных построены схемы распределения измеряемых по вертикальным профилям и вдоль траншеи параметров, а также оценена их пространственная изменчивость (см. рис. 3). Толща характеризовалась значительно большей, по сравнению с московскими данными, средней толщиной и плотностью и отличалась преобладанием очень плотных и твёрдых слоёв ветрового уплотнения, меньшим числом корок и ледяных включений внутри снежной толщи. Это — результат частых сильных метелей и редкой повторяемости зимних оттепелей в данном регионе. Характерны также слои разрыхления, сложенные огранёнными кристаллами и свидетельствующие о высокой интенсивности процесса температурно-градиентного метаморфизма в условиях сильных и продолжительных морозов. Такому процессу были подвержены даже слои с плотной ветровой упаковкой кристаллов, в результате уменьшались их прочностные свойства, формировались неустойчивые и потенциально лавиноопасные слои.

Как правило, в таких климатических условиях участки разрыхления формируются между слоями уплотнения, причём интенсивность пе-

рекристаллизации, а соответственно и толщина, и прочность слоёв разрыхления значительно отличаются от точки к точке, делая задачу оценки устойчивости снега на склонах нетривиальной. Толщина снежного покрова в шурфе по данным 20 измерений изменялась от 101 до 114 см, при среднем значении 109 см (см. рис. 3, а, б). Коэффициент вариация значений вдоль траншеи составил 3,5%. Средневзвешенные значения плотности по результатам всех измерений — 284 кг/м³ (при коэффициенте вариации вдоль траншеи 3,6%), прочности — 0,26 Н (при коэффициентах вариации 29% вдоль траншеи и 86% по вертикальным профилям). Отметим, что коэффициенты вариации этих показателей по слоям были значительно выше, чем осреднённые по всей толще (см. рис. 3, в).

Как и в Москве, наименьшие значения прочности и вариации соответствуют однородным слоям рыхлого свежевывавшего и мелкозернистого снега низкой плотности, а также слоям с огранкой и глубинной изморози. Слои метелевого уплотнения отличаются высокими значениями плотности и прочности. Значения коэффициентов вариации прочности вдоль трансекты достаточно малы. При этом наблюдаются повышенные коэффициенты вариации прочности по вертикальным профилям (внутри слоёв). Наибольшие значения плотности, прочности и коэффициентов вариации характеризуют сильно льдистые слои и ледяные корки. Значения коэффициентов вариации прочности по вертикальным профилям (внутри слоёв) свидетельствуют о более высокой, чем в Москве, неоднородности снежного покрова, формирующегося в условиях частых метелей Хибин. Поскольку интенсивность аккумуляции осадков и сила ветра могут меняться значительно на протяжении короткого промежутка времени, наблюдается сложная стратиграфия с обилием тонких слоёв разной степени уплотнённости. Вариации толщины, прочности и плотности слоёв, отражающих изменчивость погодных явлений в зимний сезон, значительны в пределах однородного ландшафта, а коэффициенты вариации значений прочности внутри слоёв (по вертикальным профилям) оказалась значительно выше, чем вдоль трансекты (см. рис. 3, в). Значительна также пространственная изменчивость водного эквивалента снега, что может иметь

значение при определении водозапаса территории на основе «точечных» измерений [41].

Выводы

Полученные данные показывают, что прибор SMP может быть использован для независимой от наблюдателя идентификации ослабленных и потенциально лавиноопасных слоёв, а определённые с его помощью границы между слоями, слагающими снежный покров, помогают оценить пространственную изменчивость, в том числе и водного эквивалента снежного покрова. В ходе работ в Москве и Хибинах отмечены факторы, лимитирующие возможности использования прибора SMP в подобных климатических условиях. В Москве основные сложности были связаны с фиксацией верхней и нижней границ снежной толщи. Несмотря на высокую чувствительность прибора, плотность и прочность верхнего слоя свежеснежного покрова оказывается крайне низкой и не позволяет чётко определить верхнюю границу снежного покрова. Аналогичная проблема с фиксацией нижней границы подстилающего слоя возникает в том случае, когда снежный покров лежит на талом грунте: попадание датчика в этот промежуток вносит значительную погрешность в полученные данные. Сам датчик забивается грунтом, осложняя дальнейшее использование.

В условиях Хибинах характерно формирование очень твёрдых слоёв с ветровым уплотнением, поэтому мощности прибора бывает недостаточно, чтобы пробить их. В результате возникают погрешности, связанные с недобором данных о слоях, расположенных ниже. Кроме того, использовать прибор трудно во время метелей (их повторяемость в Хибинах очень высока), поскольку в течение нескольких минут происходит обледенение прибора и он либо полностью выходит из строя, либо даёт значительные погрешности.

Методические сложности интерпретации полученных данных связаны с отсутствием чёткого алгоритма автоматического выделения слоёв в снежной толще или, вернее, генерализации слоёв, представляемых SMP-данными до уровня, сравнимого с результатами шурфования. На данном этапе выделение слоёв ведётся на основе

экспертной оценки в процессе изучения шурфа, а затем границы соответствующих визуально определённых корок и слоёв уточняются по «перегибам» на графике. Таким образом, наиболее актуальные задачи, связанные с использованием прибора, — поиск решения, позволяющего проводить автоматическую идентификацию слоёв при помощи математического аппарата, а также определение сочетаний параметров, характеризующих тот или иной тип снега в конкретных климатических условиях и позволяющих быстро идентифицировать потенциально лавиноопасные слои. Статистический анализ полученных в ходе исследований данных позволяет определить значения ряда параметров и оценить их изменчивость для слоёв, характеризующихся преобладанием того или иного типа кристаллов. Данный метод особенно актуален для снеголавинных исследований, поскольку позволяет реконструировать строение снежной толщи, оперативно выделять слои с различными свойствами и выявлять ослабленные, потенциально лавиноопасные слои без проходки шурфов.

Анализ полученных данных показал высокую пространственную и временную изменчивость строения и свойств снежного покрова как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях. Коэффициенты вариации значений прочности отдельных слоёв могут достигать 100% в обоих направлениях даже между двумя соседними точками измерения (с интервалом 50 см). Это свидетельствует о сильном влиянии таких факторов, как воздействие ветра и жидкой воды на развитие снежной толщи. Установлено, что изменчивость стратиграфии и свойств снежного покрова существенна даже в пределах однородного равнинного ландшафта. Распределение значений исследуемых параметров в толще подтверждает наличие в ней неоднородностей, связанных с микрорельефом подстилающей поверхности и растительностью.

Наибольшие значения прочности и её коэффициентов вариации характерны для неоднородных, сильно льдистых, смёрзшихся крупнозернистых слоёв, в то время как минимальные их значения типичны для однородных слоёв мелкозернистого и свежеснежного слабометаморфизованного снега, а также для слоёв разрыхления и глубинной изморози. Слои метелевого уплотнения имеют высокую плотность и

повышенные коэффициенты вариации значений прочности по вертикальным профилям, что отражает их сложную стратиграфию. Установлено, что изменчивость значений прочности по вертикальным профилям намного выше, чем по продольным. Вариация толщины и прочности снега, осреднённая по всей толще, меньше вариации этих показателей, рассчитанной для каждого слоя в отдельности.

Литература

1. Фирц Ш., Армстронг Р.Л., Дюран И., Этхеви П., Грин И., МакКланг Д.М., Нишимура К., Сатьявали П.К., Сократов С.А. Международная классификация для сезонно-выпадающего снега: руководство к описанию снежной толщи и снежного покрова. Русское издание. М.: Ин-т географии РАН, Гляциологическая ассоциация, 2012. (Материалы гляциол. исследований. 2012. № 2). 80 с.
2. Pirazzini R., Leppänen L., Picard G., Lopez-Moreno J.I., Marty C., Macelloni G., Kontu A., von Lerber A., Tanis C.M., Schneebeli M., de Rosnay P., Arslan A.N. European in-situ snow measurements: Practices and purposes // *Sensors*. 2018. V. 18. № 7. 2016. doi: 10.3390/s18072016.
3. Durand Y., Giraud G., Brun E., Mérindol L., Martin E. A computer-based system simulating snowpack structures as a tool for regional avalanche forecasting // *Journ. of Glaciology*. 1999. V. 45. № 151. P. 469–484. doi: 10.1017/S0022143000001337.
4. Hirashima H., Nishimura K., Yamaguchi S., Sato A., Lehning M. Avalanche forecasting in a heavy snowfall area using the snowpack model // *Cold Regions Science and Technology*. 2008. V. 51. № 2–3. P. 191–203. doi: 10.1016/j.coldregions.2007.05.013.
5. Schirmer M., Lehning M., Schweizer J. Statistical forecasting of regional avalanche danger using simulated snow-cover data // *Journ. of Glaciology*. 2009. V. 55. № 193. P. 761–768. doi: 10.3189/002214309790152429.
6. Котляков В.М. Снежный покров Антарктиды и его роль в современном оледенении материка (Результаты исследований по программе МГГ. IX раздел. Гляциология, № 7). М.: Изд-во АН СССР, 1961. 246 с.
7. Коломыц Э.Г. Снежный покров горнотаёжных ландшафтов севера Забайкалья. М.-Л.: Наука, 1966. 183 с.
8. Лавиноопасные районы Советского Союза / Ред. Г.К. Тушинский. М.: Изд-во Московского ун-та, 1970. 199 с.
9. Коновалов В.Г., Чиркова А.А. Изучение пространственной изменчивости плотности и высоты се-

Благодарности. Работа выполнена при поддержке гранта РНФ № 16-17-00104 «Лавинный и селевой риск на территории России: оценка, прогноз и меры по его снижению».

Acknowledgements. The research was supported by the Russian Science Foundation grant № 16-17-00104 «Snow avalanches and debris flows risk at the territory of Russia: estimation, forecast and mitigation measures».

References

1. Fierz Ch., Armstrong R.L., Durand Y., Etchevers P., Greene E., McClung D.M., Nishimura K., Satyawali P.K., Sokratov S.A. The international classification for seasonal snow on the ground (UNESCO, IHP–VII, Technical Documents in Hydrology, No 83; IACS contribution No 1). Paris: UNESCO/Division of Water Sciences, 2009: viii+80 p.
2. Pirazzini R., Leppänen L., Picard G., Lopez-Moreno J.I., Marty C., Macelloni G., Kontu A., von Lerber A., Tanis C.M., Schneebeli M., de Rosnay P., Arslan A.N. European in-situ snow measurements: Practices and purposes. *Sensors*. 2018, 18 (7): 2016. doi: 10.3390/s18072016.
3. Durand Y., Giraud G., Brun E., Mérindol L., Martin E. A computer-based system simulating snowpack structures as a tool for regional avalanche forecasting. *Journ. of Glaciology*. 1999, 45 (151): 469–484. doi: 10.1017/S0022143000001337.
4. Hirashima H., Nishimura K., Yamaguchi S., Sato A., Lehning M. Avalanche forecasting in a heavy snowfall area using the snowpack model. *Cold Regions Science and Technology*. 2008, 51 (2–3): 191–203. doi: 10.1016/j.coldregions.2007.05.013.
5. Schirmer M., Lehning M., Schweizer J. Statistical forecasting of regional avalanche danger using simulated snow-cover data. *Journ. of Glaciology*. 2009, 55 (193): 761–768. doi: 10.3189/002214309790152429.
6. Kotlyakov V.M. The snow cover of the Antarctic and its role in the present-day glaciation of the continent. Jerusalem: Israel Program for Scientific Translations, 1966: 256 p.
7. Kolomytz E.G. *Snezhnyi pokrov gornotayozhnykh landshaftov severa Zabaikalia*. Snow cover of the mountain taiga landscapes of the North of the Transbaikalia. Moscow–Leningrad: Nauka, 1966: 183 p. [In Russian].
8. *Lavinoopasnye raiony Sovetskogo Soyuza*. Avalanche-endangered territories of the Soviet Union. Ed. G.K. Tushinskii. Moscow: Moscow University, 1970: 199 p. [In Russian].
9. Konovalov V.G., Chirkova A.A. Investigation of spatial variability of density and height of seasonal snow cover in mountains. *Inzhenernaya glyatsiologiya: Trudy I*

- зонного снежного покрова в горах // Инженерная гляциология: Тр. I Всес. координац. совещ. по инженерной гляциологии (6–9 апреля 1970 г., г. Кировск). Апатиты: АН СССР, 1973. С. 86–92.
10. Голубев В.Н. Некоторые закономерности пространственной неоднородности свойств и строения снежного покрова на склонах гор // Тр. Второго Всесоюз. совещ. по лавинам. Янгиабат, май 1985 г. Л.: Гидрометеиздат, 1987. С. 220–228.
 11. Канаев Л.А. Об изменчивости свойств снега // Тр. Среднеазиатского регионального науч.-исслед. гидромет. ин-та. 1969. Вып. 44 (59). С. 25–42.
 12. Schweizer J., Kronholm K., Jamieson J.B., Birkeland K.W. Review of spatial variability of snowpack properties and its importance for avalanche formation // Cold Regions Science and Technology. 2008. V. 51. № 2–3. P. 253–272. doi: 10.1016/j.coldregions.2007.04.009.
 13. Черноус П.А., Барашев Н.В., Федоренко Ю.В. Изменчивость характеристик снега и образование лавин // Лёд и Снег. 2010. № 3 (111). С. 27–36.
 14. Черноус П.А., Селиверстов Ю.Г., Сучков В.Е. Влияние характеристик снега на лавинообразование // Лёд и Снег. 2015. № 2 (130). С. 53–59. doi: 10.15356/2076-6734-2015-2-53-59.
 15. Sturm M., Holmgren J., Liston G.E. A seasonal snow cover classification system for local to global applications // Journ. of Climate. 1995. V. 8. № 5. P. 1261–1283. doi: 10.1175/1520-0442(1995)008<1261:ASSCCS>2.0.CO;2.
 16. Mock C.J., Birkeland K.W. Snow avalanche climatology of the western United States mountain ranges // Bulletin of the American Meteorological Society. 2000. V. 81. № 10. P. 2367–2392. doi: 10.1175/1520-0477(2000)081<2367:SACOTW>2.3.CO;2.
 17. Shandro B., Haegeli P. Characterizing the nature and variability of avalanche hazard in western Canada // Natural Hazards and Earth System Sciences. 2018. V. 18. № 4. P. 1141–1158. doi: 10.5194/nhess-18-1141-2018.
 18. Bartelt P., Lehning M. A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning. Part I: numerical model // Cold Regions Science and Technology. 2002. V. 35. № 3. P. 123–145. doi: 10.1016/S0165-232X(02)00074-5.
 19. Клименко Е.С. Моделирование снежного покрова на лавиноопасном склоне для оценки его устойчивости // ГеоРиск. 2011. № 1. С. 52–57.
 20. Bavay M., Lehning M., Jonas T., Löwe H. Simulations of future snow cover and discharge in Alpine headwater catchments // Hydrological Processes. 2009. V. 23. № 1. P. 95–108. doi: 10.1002/hyp.7195.
 21. Bühler Y., Adams M.S., Stoffel A., Boesch R. Photogrammetric reconstruction of homogenous snow surfaces in alpine terrain applying near-infrared // Vsesoyuznogo koordinatsionnogo soveshchaniya po inzhenernoy glyatsiologii (6–9 aprelya 1970 g., Kirovsk). Engineering glaciology: Proc. of the I All-Union coordination conf. on engineering glaciology (April 6–9, 1970, Kirovsk). Apatity: USSR Academy of Sciences, 1973: 86–92. [In Russian].
 22. Golubev V.N. Some regularities of spatial inhomogeneity of properties and stratigraphy of snow cover on the mountain slopes. Trudy Vtorogo Vsesoyuznogo soveshchaniya po lavinam: Yangiabad, may 1985 g. Proc. of the Second All-Union conf. on avalanches: Yangiabad, May 1985. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1987: 220–228. [In Russian].
 23. Kanaev L.A. On variability of snow properties. Trudy Sredneaziatskogo regional'nogo nauchno-issledovatel'skogo gidrometeorologicheskogo instituta. Proc. of the Central Asian regional scientific-research hydrometeorological institute. 1969, 44 (59): 25–42. [In Russian].
 24. Schweizer J., Kronholm K., Jamieson J.B., Birkeland K.W. Review of spatial variability of snowpack properties and its importance for avalanche formation. Cold Regions Science and Technology. 2008, 51 (2–3): 253–272. doi: 10.1016/j.coldregions.2007.04.009.
 25. Chernous P.A., Barashev N.V., Fedorenko Yu.V. Variability of snow characteristics and formation of avalanches. Led i Sneg. Ice and Snow. 2010, 3 (111): 27–36. [In Russian].
 26. Chernous P.A., Seliverstov Y.G., Suchkov V.E. Snow variability effect upon avalanching. Led i Sneg. Ice and Snow. 2015, 2 (130): 53–59. doi: 10.15356/2076-6734-2015-2-53-59. [In Russian].
 27. Sturm M., Holmgren J., Liston G.E. A seasonal snow cover classification system for local to global applications. Journ. of Climate. 1995, 8 (5): 1261–1283. doi: 10.1175/1520-0442(1995)008<1261:ASSCCS>2.0.CO;2.
 28. Mock C.J., Birkeland K.W. Snow avalanche climatology of the western United States mountain ranges. Bulletin of the American Meteorological Society. 2000, 81 (10): 2367–2392. doi: 10.1175/1520-0477(2000)081<2367:SACOTW>2.3.CO;2.
 29. Shandro B., Haegeli P. Characterizing the nature and variability of avalanche hazard in western Canada. Natural Hazards and Earth System Sciences. 2018, 18 (4): 1141–1158. doi: 10.5194/nhess-18-1141-2018.
 30. Bartelt P., Lehning M. A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning. Part I: Numerical model. Cold Regions Science and Technology. 2002, 35 (3): 123–145. doi: 10.1016/S0165-232X(02)00074-5.
 31. Klimenko E.S. Modeling snow cover on an avalanche slope for its stability estimation. GeoRisk. Georisk. 2011, 1: 52–57. [In Russian].
 32. Bavay M., Lehning M., Jonas T., Löwe H. Simulations of future snow cover and discharge in Alpine headwater catchments. Hydrological Processes. 2009, 23 (1): 95–108. doi: 10.1002/hyp.7195.
 33. Bühler Y., Adams M.S., Stoffel A., Boesch R. Photogrammetric reconstruction of homogenous snow surfaces in alpine terrain applying near-infrared // Vsesoyuznogo koordinatsionnogo soveshchaniya po inzhenernoy glyatsiologii (6–9 aprelya 1970 g., Kirovsk). Engineering glaciology: Proc. of the I All-Union coordination conf. on engineering glaciology (April 6–9, 1970, Kirovsk). Apatity: USSR Academy of Sciences, 1973: 86–92. [In Russian].

- frared UAS imagery // Intern. Journ. of Remote Sensing. 2017. V. 38. № 8–10. P. 3135–3158. doi: 10.1080/01431161.2016.1275060.
22. *Schweizer J., Jamieson J.B., Schneebeli M.* Snow avalanche formation // Reviews of Geophysics. 2003. V. 41. № 4. 1016. doi: 10.1029/2002RG000123.
23. *Schweizer J., Wiesinger Th.* Snow profile interpretation for stability evaluation // Cold Regions Science and Technology. 2001. V. 33. № 2–3. P. 179–188. doi: 10.1016/S0165-232X(01)00036-2.
24. *Dowd T., Brown R.L.* A new instrument for determining strength profiles in snow cover // Journ. of Glaciology. 1986. V. 32. № 111. P. 299–301. doi: 10.3189/S0022143000015628.
25. *Епифанов В.П.* Пенетромтр – новый прибор для определения физико-механических свойств снега // МГИ. 1990. Вып. 68. С. 188–192.
26. *Birkeland K.W., Hansen K.J., Brown R.L.* The spatial variability of snow resistance on potential avalanche slopes // Journ. of Glaciology. 1995. V. 41. № 137. P. 183–190. doi: 10.3189/S0022143000017871.
27. *Pielmeier Ch., Schneebeli M.* Snow stratigraphy measured by snow hardness and compared to surface section images // Intern. snow science workshop 2002: Penticton, BC, Canada, September 29 – October 4, 2002 / Ed. J. Stevens. 2002. P. 345–352.
28. *Kronholm K., Schneebeli M., Schweizer J.* Spatial variability of micropenetration resistance in snow layers on a small slope // Annals of Glaciology. 2004. V. 38. P. 202–208. doi: 10.3189/172756404781815257.
29. *Pielmeier Ch., Marshall H.-P.* Rutschblock-scale snowpack stability derived from multiple quality-controlled SnowMicroPen measurements // Cold Regions Science and Technology. 2009. V. 59. № 2–3. P. 178–184. doi: 10.1016/j.coldregions.2009.06.005.
30. *Höller P., Fromm R.* Quantification of the hand hardness test // Annals of Glaciology. 2010. V. 51 (54). P. 39–44. doi: 10.3189/172756410791386454.
31. *Hagenmuller P., Pilloix Th.* A new method for comparing and matching snow profiles, application for profiles measured by penetrometers // Frontiers in Earth Science. 2016. V. 4. № 52. doi: 10.3389/feart.2016.00052.
32. *Schneebeli M., Johnson J.B.* A constant-speed penetrometer for high-resolution snow stratigraphy // Annals of Glaciology. 1998. V. 26. P. 107–111. doi: 10.1017/S0260305500014658.
33. *Schneebeli M., Pielmeier C., Johnson J.B.* Measuring snow microstructure and hardness using a high resolution penetrometer // Cold Regions Science and Technology. 1999. V. 30. № 1–3. P. 101–114. doi: 10.1016/S0165-232X(99)00030-0.
34. *van Herwijnen A.* Experimental analysis of snow micropenetrometer (SMP) cone penetration in homogeneous snow layers // Canadian Geotechnical Journ. faces in alpine terrain applying near-infrared UAS imagery. Intern. Journ. of Remote Sensing. 2017, 38 (8–10): 3135–3158. doi: 10.1080/01431161.2016.1275060.
22. *Schweizer J., Jamieson J.B., Schneebeli M.* Snow avalanche formation. Reviews of Geophysics. 2003, 41 (4): 1016. doi:10.1029/2002RG000123.
23. *Schweizer J., Wiesinger Th.* Snow profile interpretation for stability evaluation. Cold Regions Science and Technology. 2001, 33 (2–3): 179–188. doi: 10.1016/S0165-232X(01)00036-2.
24. *Dowd T., Brown R.L.* A new instrument for determining strength profiles in snow cover. Journ. of Glaciology. 1986, 32 (111): 299–301. doi: 10.3189/S0022143000015628.
25. *Epifanov V.P.* Penetrometer – a new instrument for determining physics-mechanical properties of snow. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1990, 68: 188–192. [In Russian].
26. *Birkeland K.W., Hansen K.J., Brown R.L.* The spatial variability of snow resistance on potential avalanche slopes. Journ. of Glaciology. 1995, 41 (137): 183–190. doi: 10.3189/S0022143000017871.
27. *Pielmeier Ch., Schneebeli M.* Snow stratigraphy measured by snow hardness and compared to surface section images. Ed. J. Stevens. Intern. Snow Science Workshop 2002: Penticton, BC, Canada, Sept. 29–Oct. 4, 2002. 2002: 345–352.
28. *Kronholm K., Schneebeli M., Schweizer J.* Spatial variability of micropenetration resistance in snow layers on a small slope. Annals of Glaciology. 2004, 38: 202–208. doi: 10.3189/172756404781815257.
29. *Pielmeier Ch., Marshall H.-P.* Rutschblock-scale snowpack stability derived from multiple quality-controlled SnowMicroPen measurements. Cold Regions Science and Technology. 2009, 59 (2–3): 178–184. doi: 10.1016/j.coldregions.2009.06.005.
30. *Höller P., Fromm R.* Quantification of the hand hardness test. Annals of Glaciology. 2010, 51 (54): 39–44. doi: 10.3189/172756410791386454.
31. *Hagenmuller P., Pilloix Th.* A new method for comparing and matching snow profiles, application for profiles measured by penetrometers. Frontiers in Earth Science. 2016, 4: 52. doi: 10.3389/feart.2016.00052.
32. *Schneebeli M., Johnson J.B.* A constant-speed penetrometer for high-resolution snow stratigraphy. Annals of Glaciology. 1998, 26: 107–111. doi: 10.1017/S0260305500014658.
33. *Schneebeli M., Pielmeier C., Johnson J.B.* Measuring snow microstructure and hardness using a high resolution penetrometer. Cold Regions Science and Technology. 1999, 30 (1–3): 101–114. doi: 10.1016/S0165-232X(99)00030-0.
34. *van Herwijnen A.* Experimental analysis of snow micropenetrometer (SMP) cone penetration in homogeneous snow layers. Canadian Geotechnical Journ. 2013, 50 (10): 1044–1054. doi: 10.1139/cgj-2012-0336.

2013. V. 50. № 10. P. 1044–1054. doi: 10.1139/cgj-2012-0336.
35. Satyawali P.K., Schneebeli M., Pielmeier C., Stucki T., Singh A.K. Preliminary characterization of Alpine snow using SnowMicroPen // Cold Regions Science and Technology. 2009. V. 55. № 3. P. 311–320. doi: 10.1016/j.coldregions.2008.09.003.
 36. Kaur S., Satyawali P.K. Estimation of snow density from SnowMicroPen measurements // Cold Regions Science and Technology. 2017. V. 134. P. 1–10. doi: 10.1016/j.coldregions.2016.11.001.
 37. Комаров А.Ю., Селиверстов Ю.Г., Глазовская Т.Г., Турчанинова А.С. Методические аспекты использования пенетрометра snowmicropen при снеголавинных исследованиях // Геогр. исследования молодых учёных в регионах Азии: Материалы Всерос. молодёжной конф. с междунар. участием (Барнаул–Белокуриха, 7–11 ноября 2016 г.) / Ред. О.В. Останин. Барнаул: Пять плюс, 2016. С. 171–176.
 38. Комаров А.Ю., Селиверстов Ю.Г., Сократов С.А., Гребенников П.Б. Изучение пространственно-временной неоднородности снежной толщи с использованием пенетрометра Snowmicropen // III Междунар. симпозиум «Физика, химия и механика снега»: Сб. докладов, ч. I. Южно-Сахалинск, 2–6 октября 2017 г. / Ред. Н.А. Казаков. Южно-Сахалинск: Изд-во «КАНО», 2017. С. 64–68.
 39. Комаров А.Ю., Селиверстов Ю.Г., Сократов С.А., Гребенников П.Б. Изучение пространственно-временной неоднородности снежной толщи с использованием пенетрометра высокого разрешения snowmicropen на территории метеорологической обсерватории МГУ // Эколого-климатические характеристики атмосферы в 2015 г. по данным метеорологической обсерватории МГУ имени М.В. Ломоносова / Ред. О.А. Шиловцева. М.: МАКС Пресс, 2016. С. 201–210.
 40. Комаров А.Ю., Селиверстов Ю.Г., Сократов С.А., Гребенников П.Б. Изучение пространственно-временной неоднородности снежной толщи на площадке метеорологической обсерватории МГУ зимой 2016/2017 гг. // Эколого-климатические характеристики атмосферы в 2016 г. по данным метеорологической обсерватории МГУ имени М.В. Ломоносова / Ред. Е.И. Незваль, И.В. Сошникова. М.: МАКС Пресс, 2017. С. 190–202.
 41. Komarov A.Yu., Seliverstov Yu.G., Grebennikov P.B., Sokratov S.A. Spatial variability of snow water equivalent – the case study from the research site in Khibiny Mountains, Russia // Journ. of Hydrology and Hydromechanics. 2019. V. 67. № 1. P. 110–112. doi: 10.2478/johh-2018-0016.
 35. Satyawali P.K., Schneebeli M., Pielmeier C., Stucki T., Singh A.K. Preliminary characterization of Alpine snow using SnowMicroPen. Cold Regions Science and Technology. 2009, 55 (3): 311–320. doi: 10.1016/j.coldregions.2008.09.003.
 36. Kaur S., Satyawali P.K. Estimation of snow density from SnowMicroPen measurements. Cold Regions Science and Technology. 2017, 134: 1–10. doi: 10.1016/j.coldregions.2016.11.001.
 37. Komarov A.Yu., Seliverstov Yu.G., Glazovskaya T.G., Turchaninova A.S. Methodological aspects of the use of the penetrometer SnowMicroPen in snow avalanche studies. Young Scientists' Geographical Research in the Regions of Asia: Materials of All-Russian Youth Conf. with Intern. Participation (Barnaul – Belokurikha, 7–11 November 2016). Ed. O.V. Ostanin. Barnaul: Five plus, 2016: 171–176. [In Russian].
 38. Komarov A.Yu., Seliverstov Yu.G., Sokratov S.A., Grebennikov P.B. Assessment of the spatial and temporal variability of a snowpack using a SMP penetrometer. Proc. of the III Intern. Symposium on «Physics, Chemistry and Mechanics of Snow». Pt. I. Yuzhno-Sakhalinsk, 2–6 October, 2017. Ed. N.A. Kazakov. Yuzhno-Sakhalinsk: «KANO», 2017: 64–68. [In Russian].
 39. Komarov A.Yu., Seliverstov Yu.G., Sokratov S.A., Grebennikov P.B. Investigation of the spatial-temporal variability of snowpack by use of the high-resolution penetrometer snowmicropen at the ground of the Meteorological Observatory of MSU. *Ekologo-klimaticheskie kharakteristiki atmosfery v 2015 g. po dannym meteorologicheskoy observatorii MGU imeni M.V. Lomonosova*. Environmental and climate characteristics of the atmosphere in 2015 according to the measurements of the Meteorological Observatory of Moscow State University. Ed. O.A. Shilovtseva. Moscow: MAKS Press, 2016: 201–210. [In Russian].
 40. Komarov A.Yu., Seliverstov Yu.G., Sokratov S.A., Grebennikov P.B. Investigation of the spatial-temporal variability of the snowpack at the ground of the Meteorological Observatory of MSU in Winter 2016/2017. *Ekologo-klimaticheskie kharakteristiki atmosfery v 2016 g. po dannym meteorologicheskoy observatorii MGU imeni M.V. Lomonosova*. Environmental and climate characteristics of the atmosphere in 2016 according to the measurements of the Meteorological Observatory of Moscow State University. Eds.: E.I. Nezval', I.V. Soshinskaya. Moscow: MAKS Press, 2017: 190–202. [In Russian].
 41. Komarov A.Yu., Seliverstov Yu.G., Grebennikov P.B., Sokratov S.A. Spatial variability of snow water equivalent – the case study from the research site in Khibiny Mountains, Russia. Journ. of Hydrology and Hydromechanics. 2019, 67 (1): 110–112. doi: 10.2478/johh-2018-0016.

Региональные особенности изменения зимних экстремальных температур и осадков на территории России в 1970–2015 гг.

© 2018 г. Т.Б. Титкова^{1*}, Е.А. Черенкова¹, В.А. Семенов^{1,2}

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

*ttitkova@yandex.ru

Regional features of changes in winter extreme temperatures and precipitation in Russia in 1970–2015

T.B. Titkova^{1*}, E.A. Cherenkova¹, V.A. Semenov^{1,2}

¹Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia;

²A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

*ttitkova@yandex.ru

Received January 15, 2018

Accepted June 22, 2018

Keywords: climate change, extreme precipitation, large scale atmospheric circulation, minimum and maximum daily temperatures, Russia.

Summary

The space-time dynamics of the occurrence of winter extreme events is investigated on the territory of Russia in 1970–2015 on the basis of daily observations at weather stations. It was found that a whole on the territory a noticeable increase in the occurrence of days with extremely high daily temperatures and daily precipitation and a decrease in the occurrence of extremely cold days was noted. The most noticeable changes happened in the European part of Russia, where at the beginning of the XXI century occurrence of the extremes was greater than during the previous thirty years. Note also that at the beginning of XXI century in Southern Siberia increase of occurrences of both daily maximum and daily minimum temperature was concurrent. This combination appears to be caused by the increase in temperature variability in the region due to the alternation of winters with extreme frosts and warmer and wet winters. The increase in the frequency of extremely high temperatures in the European part of Russia could have been caused by both general warming and the increased influence of AMO. An increase in the frequency of extreme high and low temperatures in the south of Siberia may be due to the formation of an anticyclonic circulation anomaly with a center near the coast of the Kara Sea, which is responsible for advection of cold air masses from the northeast. As well as cyclonic formation in southern Siberia, along the eastern periphery of which temperate latitudes can receive anomalously warm air from the subtropics.

Citation: Titkova T.B., Cherenkova E.A., Semenov V.A. Regional features of changes in winter extreme temperatures and precipitation in Russia in 1970–2015. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2018. 58 (4): 486–497. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2018-4-486-497.

Поступила 15 января 2018 г.

Принята к печати 22 июня 2018 г.

Ключевые слова: изменения климата, крупномасштабная атмосферная циркуляция, минимальная и максимальная суточная температура, Россия, экстремальные осадки.

Исследована повторяемость экстремальных явлений зимой на территории России в 1970–2015 гг. на основе суточных данных наблюдений на метеостанциях. Отмечен рост повторяемости дней с высокими суточными температурами, суточными суммами осадков и уменьшение морозных дней. Самые большие изменения наблюдаются в Европейской части России. На юге Сибири в начале XXI в. одновременно увеличилась повторяемость морозных и тёплых дней, а также дней с экстремальными зимними осадками.

Введение

В условиях глобального потепления изменяются и средние, и экстремальные значения климатических характеристик. Такие изменения могут быть весьма неоднородны в пространстве в результате региональных климатических особенностей, внутренней стохастической изменчивости атмосферной циркуляции, особенно в

высоких и средних широтах Северного полушария в зимний период [1, 2], а также нелинейности отклика циркуляции на глобальное потепление [3]. Главную роль в формировании экстремальных температур играет увеличение изменчивости, а не средних значений [4].

На территории России в период 1976–2012 гг. зимний тренд потепления составил 0,18 °C за 10 лет [5]. Вместе с ожидаемым ростом часто-

ты экстремально высоких температурных аномалий в начале XXI в. наблюдалось увеличение частоты низких отрицательных аномалий приземной температуры воздуха в обширных регионах России, прежде всего в Южной Сибири и в западных регионах. Это привело к некоторому снижению здесь средних за зимний сезон приземных температур [6, 7]. При современном потеплении до 2000 г. на большей части России скорость роста минимальной температуры по абсолютной величине была больше скорости роста максимальной температуры [8]. Анализ экстремальных температур зимнего сезона с середины 1970-х годов показал, что абсолютные значения температуры и самых холодных, и самых тёплых аномалий увеличиваются на большей части территории России в соответствии с общим ростом средней температуры [9]. В начале XXI в. относительно предыдущего тридцатилетия зимой на Европейской части России (ЕЧР) отмечаются рост числа случаев с экстремально высокими температурами в среднем на один день (выше 95% перцентиля) и уменьшение числа случаев с минимальными температурами также до одного дня (ниже 5% перцентиля). Наиболее ярко это проявляется в северных районах [10]. Общие тенденции изменения экстремальных температур зимнего сезона сопровождаются отчётливо выраженными региональными отличиями.

Изменчивость приземной температуры на территории России зимой связана с изменениями крупномасштабной атмосферной циркуляции [11, 12]. Ускорившееся в начале XXI в. сокращение площади арктических морских льдов [13, 14] способно воздействовать на региональную и крупномасштабную циркуляцию атмосферы, в частности, приводя к росту вероятности формирования аномально холодных погодных режимов зимой над Северной Евразией [7, 15]. Около половины изменчивости потепления Северного полушария с середины 1970-х годов до начала XXI в. можно объяснить долгопериодными колебаниями температуры поверхности Северной Атлантики — Атлантической мультideкадной осцилляцией (АМО). За этот период АМО перешла от относительно холодной к тёплой фазе с увеличением потоков тепла из океана в атмосферу в Северной Атлантике и Арктике [16]. Отмечается, что в периоды устойчивых положительных аномалий температуры поверх-

ности Северной Атлантики наблюдалась перестройка крупномасштабной атмосферной циркуляции, что влияло на региональный климат как в Западной, так и в Восточной Европе [17–19].

Потепление климата сопровождается увеличением влагоёмкости атмосферы, а также изменениями в режиме осадков [20, 21]. Наблюдаемые положительные тенденции в режиме приземной температуры воздуха в целом по России сопровождаются менее выраженными положительными тенденциями годовых сумм атмосферных осадков. Зимой на большей части ЕЧР отмечается рост числа дней с аномально большим количеством осадков (>10 мм), а на большей части всей страны увеличивается число дней без осадков зимой [5]. Вывод об увеличении интенсивности экстремальных осадков в целом на территории России сделан в работе [22]. Рост экстремально сильных осадков зимой в последние десятилетия наблюдался практически на всей территории России, за исключением Чукотского полуострова [9].

Цель настоящей работы — исследовать региональные особенности изменений пространственно-временной динамики экстремальных суточных температур и осадков на территории России по данным метеорологических станций за период 1970–2015 гг.

Данные и методика исследований

Исследование пространственно-временной динамики экстремальных температур и осадков выполнено на основе суточных данных наблюдений на 527 метеостанциях из архива ВНИИГМИ-МЦД (www.meteo.ru). События экстремальных температур в зимний сезон (декабрь–февраль) определялись как дни с превышением максимальной суточной температуры 95% перцентиля и опусканием минимальной суточной температуры ниже 5% перцентиля эмпирических функций распределения максимальных и минимальных суточных температур соответственно. В настоящем исследовании мы использовали два последовательных периода, приходящихся на время интенсивного повышения глобальной температуры в последние 30 лет XX в. и её стабилизации вблизи максимальных значений (за время инструментальных наблюдений) в

начале XXI в. В качестве базового периода принимался временной интервал 1970–1999 гг., а в качестве современного периода – 2000–2015 гг.

Измеренное на метеостанции количество осадков классифицировалось как экстремально большое, если оно превышало пороговое значение 95% перцентиля осадков для этой метеостанции, рассчитанное за базовый период. В расчёт принимались временные ряды, в которых пропуски в наблюдениях составляли не более 10%. Анализировались изменения статистических характеристик (средние значения, изменчивость, повторяемость, экстремальные события) выбранных параметров для периода 2000–2015 гг. по сравнению с периодом 1970–1999 гг. Для станций юга Сибири за зимний период рассматривалось изменение распределения плотности вероятностей для нормированных рядов $T_{\min}$ и $T_{\max}$. Для каждой станции в обозначенном квадрате значения нормировались на стандартное отклонение, а затем осреднялись. Для оценки влияния крупномасштабной атмосферной циркуляции использовались среднемесячные данные высоты геопотенциальной поверхности на уровне 500 гПа из глобального сеточного архива реанализа NCEP/NCAR пространственного разрешения $2^\circ \times 2^\circ$ (<https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.nmc.reanalysis.html>), а также среднемесячные данные давления на уровне моря из глобального сеточного архива HadSLP2 Центра Гадлея метеослужбы Великобритании пространственного разрешения $5^\circ \times 5^\circ$ (<https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.hadslp2.html>). Оценка значимости изменений повторяемости выполнена с помощью критерия Пирсона χ^2 . Статистическая значимость изменений среднеквадратичных отклонений оценивалась с помощью теста Фишера. Для оценки статистических изменений $T_{\min}$ и $T_{\max}$ аномалий высоты геопотенциала и давления на уровне моря использовался критерий Стьюдента.

Анализ результатов

Исследование изменений *повторяемости экстремально холодных дней* показало, что зимой в период 2000–2015 гг. относительно 1970–1999 гг. их число существенно уменьшилось практически повсеместно севернее 60° с.ш.,

что согласуется с последствиями ускоренного потепления в Арктике [23], в том числе в связи с колебаниями климата в Северной Атлантике [24, 25]. Особенно ярко это проявилось на островах Арктического бассейна, на севере и в центральной части Европейской России, а также в центральных районах Якутии (более четырёх дней). Число дней с экстремально низкими температурами уменьшилось в среднем на четыре дня на Камчатке и в дальневосточных регионах России (рис. 1, а). На фоне общего уменьшения экстремально холодных дней на территории России выделяются обширный регион на юге Сибири и заметное число станций в Забайкалье, где с начала XXI в. в среднем за сезон наблюдалось увеличение повторяемости дней с экстремальными морозами.

В начале XXI в. во многих регионах России в зимний период заметно растёт повторяемость дней с *экстремально высокими суточными температурами* – два случая за сезон в среднем в период 2000–2015 гг. относительно среднего в период 1970–1999 гг. (см. рис. 1, б). Наиболее существенно и статистически значимо это проявилось на ЕЧР, особенно в южной её части (что согласуется с выводами, полученными в статье [26]), и на островах Арктического бассейна, а также на юге Западной Сибири и Сахалине. Здесь за последние 16 лет зимой стали чаще (в среднем на один день и более) наблюдаться экстремально высокие суточные температуры. В центральных районах Сибири, в бассейнах рек Лены и Вилюя, увеличение повторяемости экстремально высоких температур не наблюдалось, изменения, в том числе отрицательные, как правило, не превысили одного дня, что статистически не значимо.

Рост числа дней с *экстремальными суточными суммами осадков* в зимний период 2000–2015 гг. по сравнению с 1970–1999 гг. отмечается в основном в ЕЧР и на юге Сибири, на территориях с наибольшей плотностью населения. Повторяемость таких событий зимой статистически значимо увеличилась в среднем на 20% на большей части ЕЧР (на 1–3 дня), на востоке Новосибирской и на западе Кемеровской областей (на 2–3 дня), в Забайкалье (на 1–2 дня), на Дальнем Востоке (на 2 дня) (см. рис. 1, в). Полученные результаты согласуются с выводами об увеличении интенсивности экстремальных осадков в 1961–2013 гг. зимой в верховьях р. Обь [22]. Вместе с тем достаточно об-

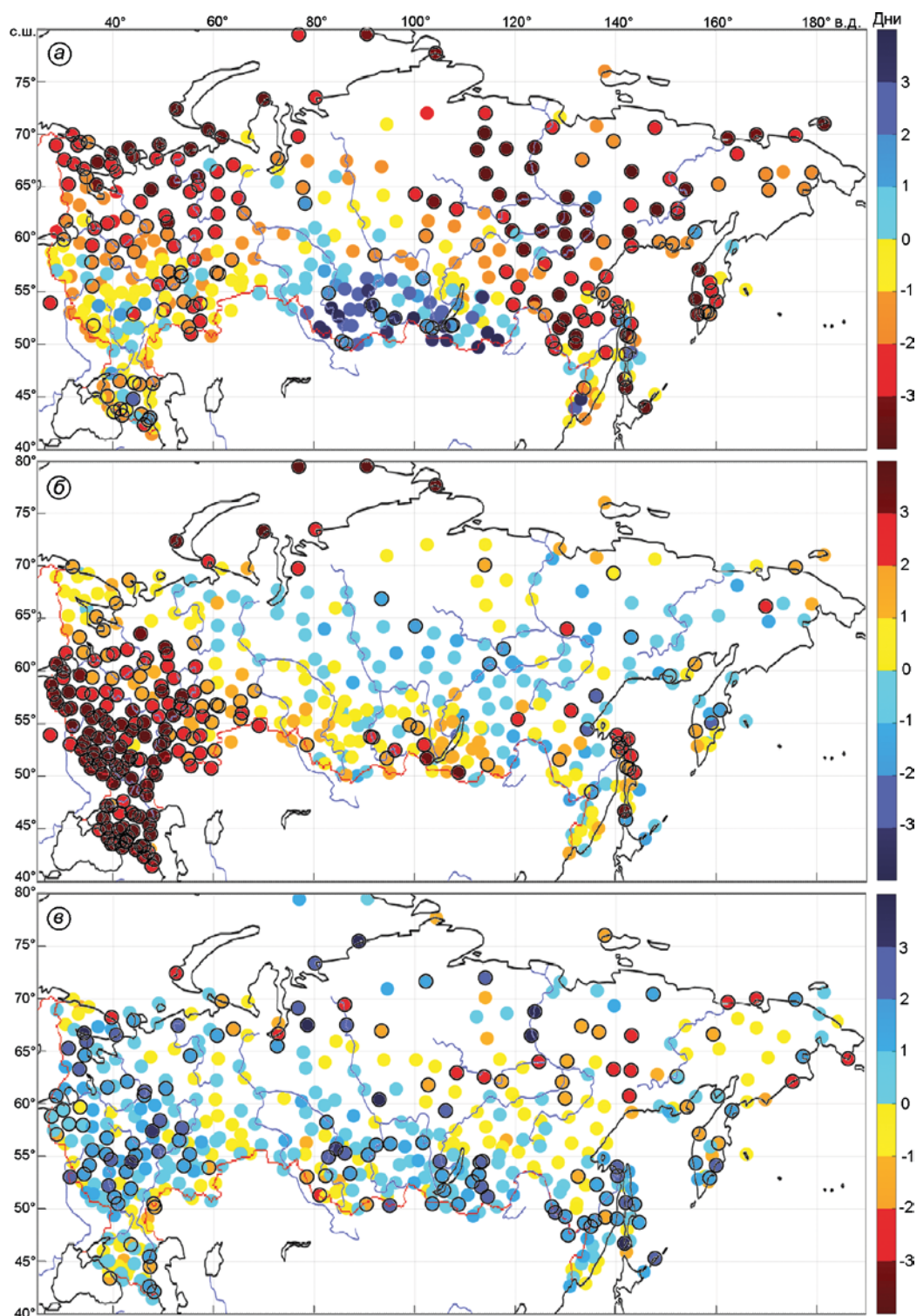


Рис. 1. Изменение повторяемости (число дней за сезон) экстремальных событий в период 2000–2015 гг. по сравнению с 1970–1999 гг. в зимний период:

a – минимальных (ниже 5% перцентиля) суточных температур; *б* – максимальных (выше 95% перцентиля) суточных температур; *в* – суточных сумм осадков (выше 95% перцентиля); кругами с чёрной окантовкой показаны статистически значимые изменения по критерию Пирсона χ^2

Fig. 1. Changes in the frequency of occurrence (days per season) of extreme events during the 2000–2015 period relative to 1970–1999 period for the winter:

a – minimum (below 5% percentile) daily temperatures; *б* – maximum (above 95% percentile) daily temperatures; *в* – daily precipitation (above 95% percentile); circles with black edging show statistically significant changes according to the Pearson χ^2 test

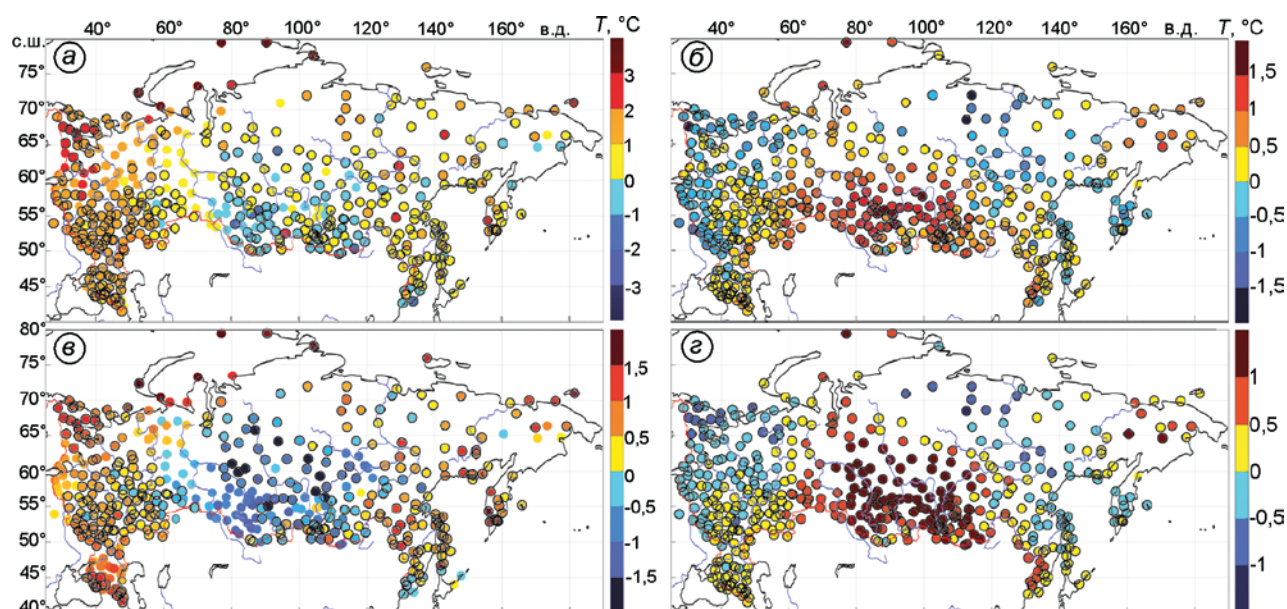


Рис. 2. Изменение зимней минимальной суточной температуры $T_{\min}$ (°C) за период 2000–2015 гг. по сравнению с 1970–1999 гг. (*а* – средней за период и *б* – её среднеквадратического отклонения), а также максимальной суточной температуры $T_{\max}$ (°C) (*в* – средней за период и *г* – её среднеквадратического отклонения). Кругами с чёрной окантовкой показаны статистически значимые изменения $T_{\min}$, $T_{\max}$ по критерию Стьюдента и стандартного отклонения межсуточного изменения температур по критерию Фишера с вероятностью 0,95

Fig. 2. Changes between 2000–2015 period relative to 1970–1999 period of: *a* – averaged minimum daily temperature $T_{\min}$ (°C); *б* – $T_{\min}$ standard deviation; *в* – averaged maximum daily temperature $T_{\max}$ (°C); *г* – $T_{\max}$ standard deviation. Circles with black edging show statistically significant changes in $T_{\min}$, $T_{\max}$ estimated by Student's t-test and statistically significant changes of the variability estimated by Fisher test both with a probability of 0.95

ширные области значимого уменьшения частоты экстремальных суточных осадков в среднем на 40% по сравнению с нормой наблюдались в Алтайском крае (на 2 дня), в центре Восточной Сибири (на 2 дня) и на Северо-Востоке России, включая Чукотский полуостров, (на 1–3 дня).

На большей части территории России наблюдается уменьшение повторяемости экстремально холодных дней зимой и увеличение повторяемости экстремально тёплых дней. При этом обращает на себя внимание сочетание одновременно увеличившейся повторяемости морозных дней более чем на четыре дня, т.е. примерно в 2 раза (см. рис. 1, *а*), экстремально тёплых дней на 2–3 дня (см. рис. 1, *б*) и дней с экстремальными осадками на 1–2 дня (см. рис. 1, *в*) на юге Сибири. Кроме того, отмечаются и различия внутри региона: в Прибайкалье и Забайкалье по сравнению с Алтайским краем наблюдался более сильный рост экстремально тёплых дней и дней с экстремальными осадками (см. рис. 1, *б*, *в*).

Регион Центральной Сибири выделяется и при анализе изменений средних величин мини-

мальной и максимальной температуры и их изменчивости (рис. 2). В этом регионе (главным образом в его южной части) происходит уменьшение минимальных $T_{\min}$ и максимальных температур $T_{\max}$, контрастирующее с их общим повышением в начале XXI в. практически во всех других регионах России. Особенно ярко это выражено для $T_{\max}$ (см. рис. 2, *в*). Центральный регион Сибири также выделяется статистически значимым увеличением внутрисезонной изменчивости $T_{\min}$ и $T_{\max}$ на фоне уменьшения изменчивости на ЕЧР и в Восточной Сибири (за исключением Камчатки) (см. рис. 2, *б*, *г*). Отметим, что температурные изменения средних значений $T_{\min}$ и $T_{\max}$ сопровождаются увеличением их изменчивости.

Региональные особенности изменений повторяемости случаев экстремальной минимальной и максимальной суточной температуры воздуха зимой согласуются с изменением статистических характеристик *функции плотности распределения вероятностей* (ФПРВ). Хотя ФПРВ суточной температуры и её экстремумов могут существенно отличаться от нормального распре-

деления (например, для Москвы [27]), увеличение стандартного отклонения ФПРВ $T_{\min}$ и $T_{\max}$ сопровождается нелинейным ростом положительных и отрицательных аномалий. При оценке «левого» хвоста распределения $T_{\min}$ увеличение её среднего значения (см. рис. 2, а) и уменьшение её изменчивости (см. рис. 2, б) на севере и западе ЕЧР, севере Восточной Сибири, на п-ове Камчатка и на о. Сахалин в период 2000–2015 гг. по сравнению с 1970–1999 гг. вызвало снижение повторяемости на той же территории числа случаев экстремальных минимальных температур (см. рис. 1, а) при сохранении пороговых значений экстремумов. Вместе с тем рост повторяемости экстремально холодных дней согласуется с уменьшением средней минимальной температуры и увеличением её изменчивости на Алтае, в Прибайкалье и Забайкалье (см. рис. 2, а, б). Пример распределения плотности вероятностей для нормированных рядов $T_{\min}$ и $T_{\max}$ для станций юга Сибири приведён на рис. 3.

В общем случае увеличение значений обеих статистических характеристик минимальной температуры, как и их одновременное уменьшение, может привести к неопределённости в направленности повторяемости экстремальных значений. В этом случае результат зависит от статистической значимости/незначимости изменений и соотношения между ними. Например, увеличение средней минимальной температуры и её изменчивости (см. рис. 2, а, б) на юге и юго-востоке ЕЧР приводило к разнонаправленности повторяемости экстремально холодных зимних дней (см. рис. 1, а), а в Прибайкалье, на Дальнем Востоке и Чукотском полуострове оно ассоциировалось, как правило, с более частой повторяемостью экстремально холодных зимних дней. Поскольку для $T_{\max}$ мы оцениваем «правый» хвост распределения, соотношения направленности изменений статистик $T_{\max}$ и повторяемости её экстремумов отличаются от аналогичных соотношений для $T_{\min}$, рассмотренных здесь ранее. Так, увеличение средней $T_{\max}$ и её изменчивости на юге и юго-востоке ЕЧР (см. рис. 2, в, г) в период 2000–2015 гг. по сравнению с 1970–1999 гг. приводило к росту повторяемости дней с экстремальными $T_{\max}$ на этой территории (см. рис. 1, б). При противоположно направленных изменениях средней максимальной температуры и её изменчивости (при условии её нормального распределения) возмож-

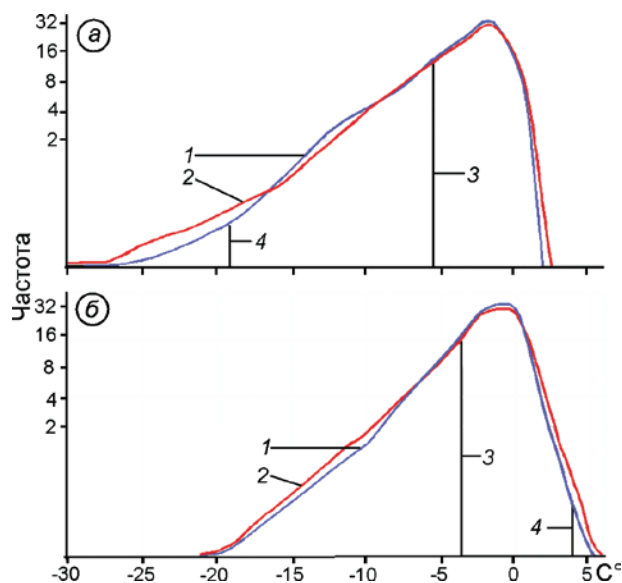


Рис. 3. Распределение плотности вероятностей нормированных рядов для станций юга Сибири (10 станций в квадрате 50–55° с.ш., 80–100° в.д.): а – $T_{\min}$; б – $T_{\max}$; цифрами обозначено: 1 – 1970–1999 гг.; 2 – 2000–2015 гг.; 3 – среднее; 4 – перцентиль 5 (95)%

Fig. 3. Distribution of probability density of normalized series for stations in the south of Siberia (10 stations in a square 50–55° N, 80–100° E): а – $T_{\min}$; б – $T_{\max}$; the figures are: 1 – 1970–1999; 2 – 2000–2015; 3 – mean; 4 – percentile 5 (95)%

но как увеличение, так и уменьшение повторяемости экстремумов температуры.

Схематическое объяснение возможной повторяемости экстремумов температуры при разной направленности изменений среднего и дисперсии при переходе от «старого» к «новому» климату приведено на рис. 1.7.1 в работе [5]. Таким образом, экстремально морозные дни на юге Сибири в 2000–2015 гг. по сравнению с 1970–1999 гг. стали наблюдаться чаще (см. рис. 1, а) (при увеличении дисперсии средней минимальной температуры на 1,5–2 °С). Преобладающий рост числа экстремально тёплых дней в этом регионе также сопровождается значительным (на 1,5 °С) увеличением дисперсии $T_{\max}$ и уменьшением средних значений $T_{\max}$ на 1–1,5 °С.

Особенности изменений температурного режима на юге Сибири связаны с аномалиями атмосферной циркуляции в начале XXI в. Анализ изменений высоты геопотенциала на уровне 500 гПа Z_{500} (рис. 4, а) показал, что самой значительной аномалией Z_{500} в период 2000–2015 гг. над Северным полушарием была положитель-

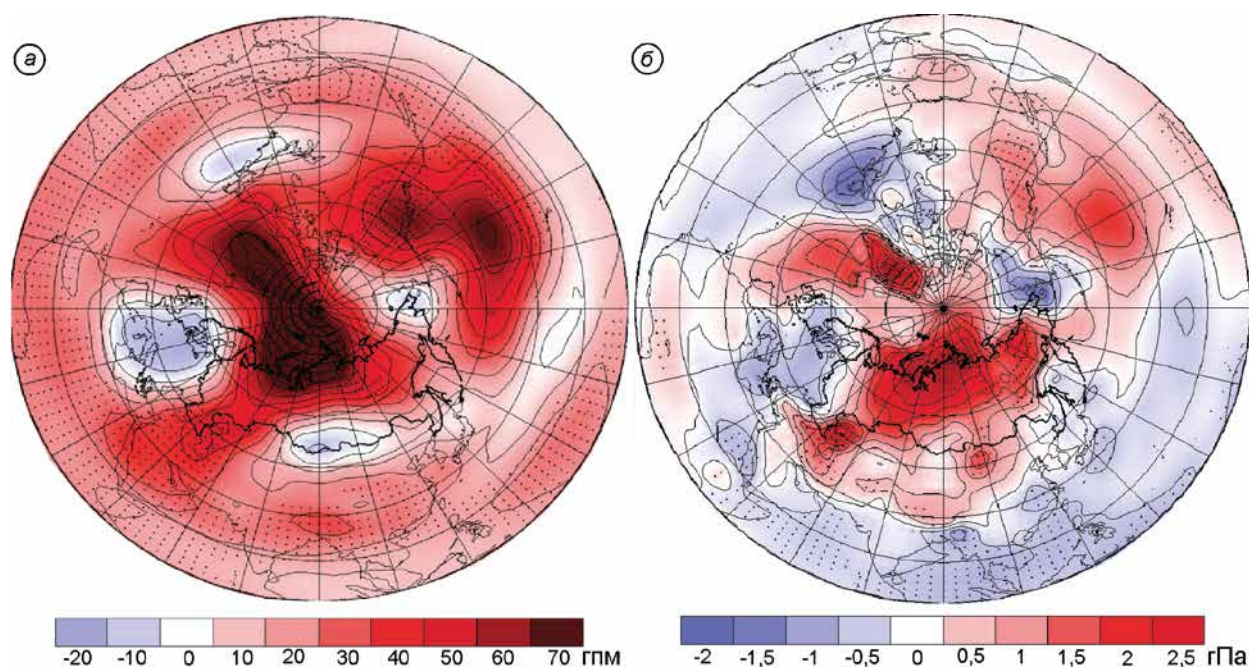


Рис. 4. Изменение аномалии высоты геопотенциала на уровне 500 гПм (а) и давления на уровне моря зимой (гПа) (б) в 2000–2015 гг. по сравнению с 1970–1999 гг.

Статистически значимые изменения по критерию Стьюдента показаны точками

Fig. 4. Change of the of the 500 hPa geopotential height (m) (a) and sea level pressure in winter (hPa) (b) between the 2000–2015 period relative to 1970–1999 period.

Statistically significant changes (with 0.95 probability) estimated by the Student's t-test are indicated by points

ная (антициклоническая) аномалия с центром над Баренцевым и Карским морями. Антициклоническая аномалия отмечается и в поле атмосферного давления на уровне моря (см. рис. 4, б). Такая аномалия циркуляции приводит к аномальной адвекции холодных континентальных воздушных масс из северо-восточной части России в южные регионы Западной Сибири, а также ослабляет западный перенос над ЕЧР и Центральной Сибирью. Это приводит к увеличению повторяемости экстремально холодных дней и частичному уменьшению экстремально тёплых дней и дней с экстремальными осадками. Рост повторяемости экстремально тёплых дней может быть связан как с общим потеплением в западных и юго-западных регионах Евразии, так и с циклонической аномалией на юге Сибири, по восточной периферии которой в умеренные широты поступает воздух из субтропиков.

Причина формирования антициклонической аномалии атмосферной циркуляции к югу от Баренцева моря в начале XXI в. — предмет многочисленных исследований в последние годы из-за участвовавших аномально низких зимних темпе-

ратур воздуха, в том числе и в Европе, на фоне рекордно высоких значений глобальной температуры; см., например, обзоры [28, 29]. Результаты анализа эмпирических данных и численных экспериментов с моделями атмосферы указывают на роль сокращения площади морских льдов в Арктике, в том числе в Баренцевом море, в формировании антициклонической аномалии [7, 27]. Предлагается несколько механизмов такого отклика, вызванного аномальным нагревом арктической атмосферы, уменьшением меридионального градиента тепла, аномальной волновой и вихревой активностью [6, 28, 29].

Анализ изменений повторяемости экстремальных значений $T_{\min}$ и $T_{\max}$ и осадков по данным 77 метеостанций на юге Сибири в квадрате 50–60° с.ш., 70–120° в.д., куда входят Омская, Новосибирская, Кемеровская, Томская, Иркутская области, южная часть Красноярского края, Алтайский край, Республики Алтай, Тыва, Хакасия, Бурятия (рис. 5), указывает на увеличение числа случаев с экстремальными температурами в отдельные годы в период 2000–2015 гг. (при относительно небольших изменениях средних

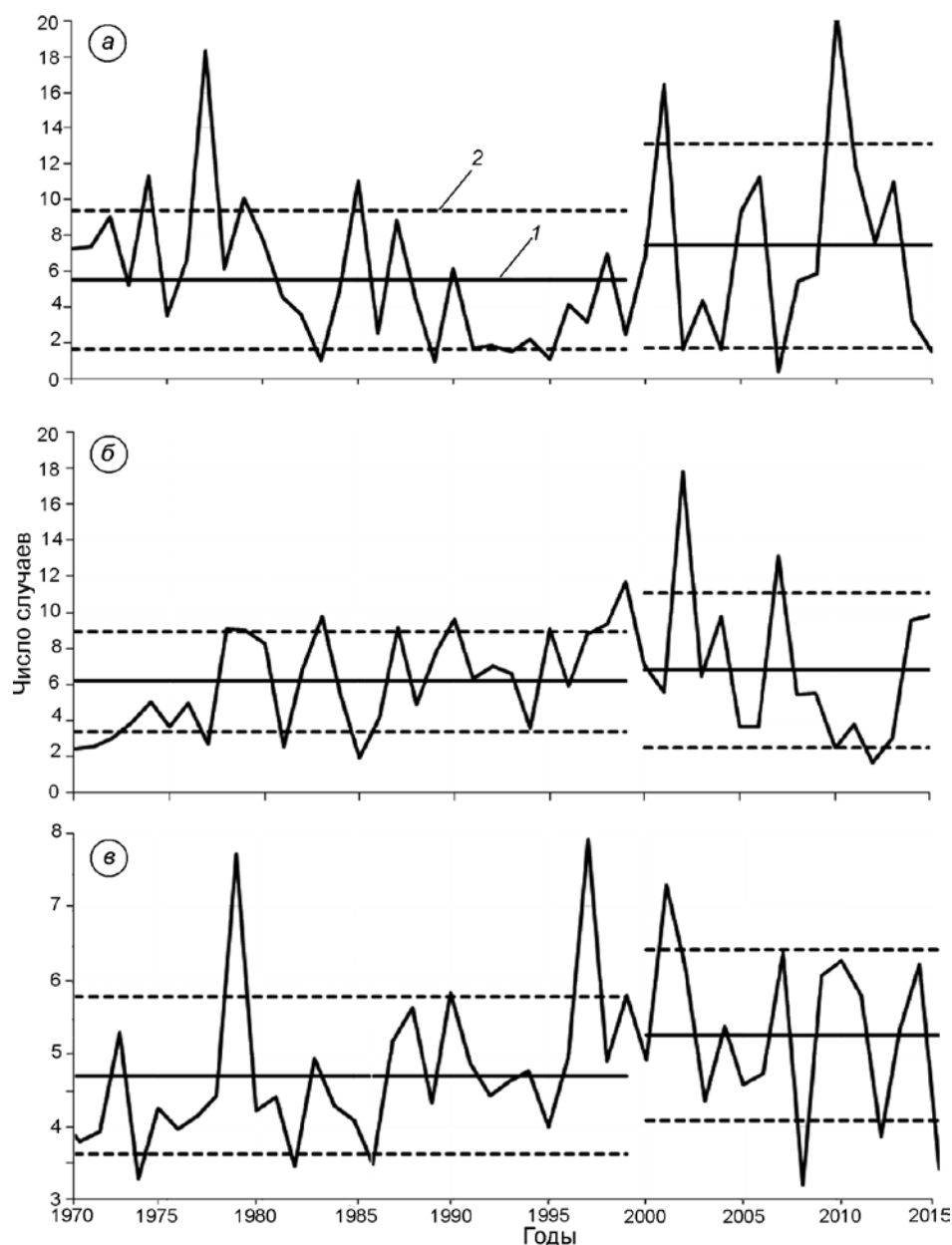


Рис. 5. Изменение повторяемости числа случаев наблюдений:

экстремальной минимальной (а) и экстремальной максимальной (б) суточной температуры воздуха, а также экстремальных суточных сумм осадков (е), осреднённых по данным 77 метеостанций на юге Сибири в квадрате 50–60° с.ш., 70–120° в.д. зимой в период 1970–2015 гг.

Цифрами показано: 1 – среднее; 2 – среднеквадратическое отклонение

Fig. 5. Frequency of occurrence of the observed:

extreme minimum (a) and extreme maximum (b) daily surface air temperature, as well as (e) extreme daily precipitation averaged over 77 meteorological stations in the Southern Siberia, 50–60° N, 70–120° E, in the winter for the 1970–2015 period. The numbers indicate: 1 – average; 2 – standard deviation

за выбранные периоды значений), в то время как для повторяемости экстремальных осадков можно отметить достаточно устойчивый рост повторяемости с начала 1970-х годов. Как видно (см. рис. 5, а), существенный вклад в формиро-

вание положительных изменений повторяемости экстремальной минимальной температуры в регионе в период 2000–2015 гг. по сравнению с 1970–1999 гг. внесли 2001, 2006, 2010, 2013 гг. – годы наибольшей повторяемости очень холод-

ных зимних дней на большинстве метеостанций. В противоположность аномально холодным зимам 2002, 2004, 2007, 2014 гг. наблюдалось наибольшее число дней с экстремально высокой температурой. В эти же годы прослеживается и значительное число дней с экстремальными осадками (см. рис. 5, в). Важно, что период 1988–1999 гг. характеризуется зимами с невысокой повторяемостью на юге Сибири температурных экстремумов обоих типов (см. рис. 5, а, б). Напротив, в периоды 1983–1986 и 2000–2015 гг. преобладали температурные экстремумы одного типа, т.е. чередование тёплых и влажных зим с зимами с экстремальными морозами.

Обсуждение и выводы

Анализ пространственно-временной динамики экстремальных явлений на территории России на основе данных наблюдений на метеостанциях показал, что зимний период в 2000–2015 гг. относительно периода 1970–1999 гг. в большинстве регионов России отмечался уменьшением числа повторяемости экстремально морозных дней (см. рис. 1, а), в частности: на островах Арктического бассейна, в ЕЧР (особенно в её северной части), в Центральной Сибири, в регионах Дальнего Востока. Также заметен рост повторяемости дней с экстремально высокими суточными температурами: с максимальным ростом — на Арктическом побережье, в южной части Европейской России, на юге Сибири и на Сахалине и незначительным уменьшением — в центральных районах Сибири (см. рис. 1, б). Эти изменения сопровождаются увеличением числа дней с экстремальными суточными суммами осадков на ЕЧР, юге Сибири и в отдельных регионах Дальнего Востока (см. рис. 1, в).

Максимум увеличения повторяемости рассмотренных характеристик на ЕЧР может быть связан с изменением фазы АМО, которая перешла от отрицательной фазы в середине 1970-х годов к пику положительной фазы в начале XXI в. Такие изменения, как показывают модельные расчёты, приводят к потеплению над Северной Евразией с максимальными значениями в её западных регионах [30, 31]. Температурные изменения средних значений $T_{\min}$ и $T_{\max}$ сопровождаются трансформацией их из-

менчивости. Так, центральный регион Сибири выделяется статистически значимым увеличением внутрисезонной изменчивости $T_{\min}$ и $T_{\max}$ на фоне уменьшения изменчивости на ЕЧР и в Восточной Сибири (см. рис. 2, б, г).

Таким образом, важная особенность современных изменений характеристик экстремальных температур на территории России — *рост повторяемости экстремально низких температур, а также средних значений $T_{\min}$ и $T_{\max}$ на юге Сибири*, контрастирующий с общими тенденциями на остальной территории страны. При этом отмечается также рост повторяемости экстремально тёплых дней и дней с экстремальными осадками. Эти изменения сопровождаются значительным ростом внутрисезонной изменчивости данных характеристик. Если увеличение повторяемости экстремально тёплых аномалий на ЕЧР может объясняться общим потеплением со значительным вкладом АМО в последние десятилетия, то увеличение повторяемости как экстремально высоких, так и низких температур на юге Сибири может быть связано с формированием антициклонической аномалии циркуляции с центром вблизи побережья Карского моря, ответственной за адвекцию холодных воздушных масс с северо-востока, и циклонического образования (см. рис. 4, а), по восточной периферии которого в умеренные широты может поступать аномально тёплый воздух из субтропиков.

Полученные результаты показывают, что общая тенденция к уменьшению изменчивости температуры в высоких и средних широтах Северного полушария в последние десятилетия, связанная с уменьшением меридионального градиента температуры [23], может сопровождаться такими региональными особенностями, как выявленное в данной работе увеличение изменчивости в обширном регионе Южной Сибири в начале XXI в. Такие изменения могут быть связаны с аномалиями атмосферной циркуляции (прежде всего — с антициклонической аномалией над Центральной Сибирью) в этот период [29].

Благодарности. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 14-17-00647) в части исследования изменений крупномасштабной атмосферной циркуляции Северного полушария в высоких широтах, а также в рамках программы президиума РАН № 51. Анализ изменений экстремальных

характеристик климата выполнен в рамках проекта Российского фонда фундаментальных исследований (№ 17-05-00561).

Acknowledgments. The work was supported by the Russian Science Foundation (project № 14-17-00647) in part of a study of changes in large-scale at-

mospheric circulation of the Northern Hemisphere in high latitudes, and also within the framework of the program of the Presidium of the Russian Academy of Sciences № 51. An analysis of changes in extreme climate characteristics was carried out within the framework of the project of the Russian Foundation for Basic Research (№ 17-05-00561).

Литература

1. *Semenov V.A., Latif M., Park W., Jungclaus J.H.* Is the observed NAO variability during the instrumental record unusual? // *Geophys. Research Letters*. 2008. V. 35. № 11. P. L11701. doi: 10.1029/2008GL033273.
2. *Демченко П.Ф., Семенов В.А.* Оценка неопределённости климатических трендов приповерхностной температуры, связанной с внутренней динамикой атмосферы // *ДАН*. 2017. Т. 476. № 3. С. 339–342. doi: 10.7868/S0869565217270202.
3. *Overland J., Dethloff K., Francis J., Hall R., Hanna E., Kim S.J., Screen J., Shepherd T.G., Vihma T.* Nonlinear response of mid-latitude weather to the changing Arctic // *Nature Climate Change*. 2016. V. 6. P. 992–999. doi: 10.1038/NCLIMATE3121.
4. *Katz R., Brown B.G.* Extreme events in a changing climate: Variability is more important than averages // *Journ. of Climatic Change*. 1992. V. 21. P. 289–302.
5. Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Главы: 1.2.3.; 1.3.2. М.: изд. Росгидромета, 2014. 1009 с.
6. *Cohen J., Screen J.A., Furtado J.C., Barlow M., Whittleston D., Coumou D., Francis J., Dethloff K., Entekhabi D., Overland J., Jones J.* Recent Arctic amplification and extreme midlatitude weather // *Nature Geoscience*. 2014. V. 7. P. 627–637. doi: 10.1038/NGEO2234.
7. *Семенов В.А.* Связь аномально холодных зимних режимов на территории России с уменьшением площади морских льдов в Баренцевом море // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2016. Т. 52. № 3. С. 257–266. doi: 10.7868/S000235151603010X.
8. *Платова Т.В.* Годовые экстремумы температуры воздуха на территории Российской Федерации и их климатические изменения // *Метеорология и гидрология*. 2008. № 11. С. 80–85.
9. *Бардин М.Ю., Платова Т.В.* Изменения порогов экстремальных значений температур и осадков на территории России в период глобального потепления // *Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем*. 2013. № 25. С. 71–93.
10. *Туткова Т.Б.* Изменение характера температурного режима Европейской части России // *Севастополь: изд. Ин-та природно-технических систем*.

Reference

1. *Semenov V.A., Latif M., Park W., Jungclaus J.H.* Is the observed NAO variability during the instrumental record unusual? *Geophys. Research Letters*. 2008, 35 (11): L11701. doi: 10.1029/2008GL033273.
2. *Demchenko P.F., Semenov V.A.* Estimation of uncertainty in surface air temperature climatic trends related to the internal dynamics of the atmosphere. *Doklady Akademii Nauk. Reports of the Academy of Sciences*. 2017, 476 (3): 339–342. doi: 10.7868/S0869565217270202. [In Russian].
3. *Overland J., Dethloff K., Francis J., Hall R., Hanna E., Kim S.J., Screen J., Shepherd T.G., Vihma T.* Nonlinear response of mid-latitude weather to the changing Arctic. *Nature Climate Change*. 2016, 6: 992–999. doi: 10.1038/NCLIMATE3121.
4. *Katz R., Brown B.G.* Extreme events in a changing climate: Variability is more important than averages. *Journ. of Climate Change*. 1992, 21: 289–302.
5. *Vtoroy otsenochnyi doklad Rosgidrometa ob izmeneniyakh klimata i ikh posledstviyakh na territorii Rossiyskoy Federatsii*. Glava 1.2.3.; 1.3.2. The second estimated report of Roshydromet on climate changes and their consequences on the territory of the Russian Federation. Ch. 1.2.3.; 1.3.2. Moscow: Roshydromet, 2014: 1009 p. [In Russian].
6. *Cohen J., Screen J.A., Furtado J.C., Barlow M., Whittleston D., Coumou D., Francis J., Dethloff K., Entekhabi D., Overland J., Jones J.* Recent Arctic amplification and extreme midlatitude weather. *Nature Geoscience*. 2014, 7: 627–637. doi: 10.1038/NGEO2234.
7. *Semenov V.A.* The connection of anomalously cold winter regimes on the territory of Russia with a decrease in the area of sea ice in the Barents Sea. *Izvestiya RAN. Fizika atmosfery i okeana*. Proc. of the Russian Academy of Sciences. Physics of the Atmosphere and Ocean. 2016, 52 (3): 257–266. doi: 10.7868/S000235151603010X. [In Russian].
8. *Platova T. V.* Annual extremes of air temperature in the territory of the Russian Federation and their climate changes. *Meteorologiya i Gidrologiya*. Russian Meteorology and Hydrology. 2008, 11: 80–85. [In Russian].
9. *Bardin M. Yu., Platova T. V.* Changes in thresholds of extreme temperatures and precipitation on territory of Russia with global warming. *Problemy ekologicheskogo monitoringa i modelirovaniya ekosistem*. Problems of ecological monitoring and modeling of ecosystems. 2013, 25: 71–93. [In Russian].

- Сб. трудов Междунар. науч.-технич. конф. «Системы контроля окружающей среды – 2017». Т. 1. 2017. С. 124.
11. Попова В.В., Шмакин А.Б. Циркуляционные механизмы крупномасштабных аномалий зимней температуры воздуха в Северной Евразии в конце XX столетия // Метеорология и гидрология. 2006. № 12. С. 15–24.
 12. Крыжов В.Н. Связь средней годовой температуры воздуха в Северо-Западной Евразии с арктическим колебанием // Метеорология и гидрология. 2004. № 1. С. 5–14.
 13. Иванов В.В., Алексеев В.А., Алексеева Т.А., Колдунов Н.В., Репина И.А., Смирнов А.В. Арктический ледяной покров становится сезонным? // Исследование Земли из Космоса. 2013. № 4. С. 50–65. doi: 10.7868/S0205961413040076.
 14. Семенов В.А., Мартин Т., Беренс Л.К., Лати́ф М., Астафьева Е.С. Изменения площади арктических морских льдов в ансамблях климатических моделей CMIP3 и CMIP5 // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 1. С. 77–107. doi: 10.15356/2076-6734-2017-1-77-107.
 15. Мохов И.И., Семенов В.А., Хон В.Ч., Погарский Ф.А. Изменения распространения морских льдов в Арктике и связанные с ними климатические эффекты: диагностика и моделирование // Лёд и Снег. 2013. № 2 (122). С. 53–62. doi: 10.15356/2076-6734-2013-2-53-62.
 16. Semenov V.A., Latif M., Dommenges D., Keenlyside N.S., Strehz A., Martin T., Park W. The impact of north atlantic-arctic multidecadal variability on northern hemisphere surface air temperature // Journ. of Climate. 2010. V. 23. № 21. P. 5668–5677.
 17. Черенкова Е.А., Семенов В.А. Связь зимних осадков на территории Европы с изменениями ледовитости Арктического бассейна, температуры океана и атмосферной циркуляции // Метеорология и гидрология. 2017. № 4. С. 38–52.
 18. Черенкова Е.А. Сезонные осадки на территории Восточно-Европейской равнины в периоды теплых и холодных аномалий температуры поверхности Северной Атлантики // Изв. РАН. Сер. геогр. 2017. № 5. С. 72–81. doi: 10.7868/S0373244417050061.
 19. Knight J.R., Folland C.K., Scaife A.A. Climate impacts of the Atlantic multidecadal oscillation // Geophys. Research Letters. 2006. V. 33. P. 17706.
 20. Киктев Д.В., Сизе Д., Александер Л. Сравнение многолетних средних и тенденций изменения ежегодных экстремумов температуры и осадков по данным моделирования и наблюдений // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2009. Т. 45. № 3. С. 305–315.
 21. Золина О.Г., Булыгина О.Н. Современная климатическая изменчивость характеристик экстремаль-
 10. Titkova T.B. Change in the nature of the temperature regime in the European part of Russia. Sevastopol: Institut prirodno-tekhnicheskikh system. Sb. trudov. Mezhdunarodnoy nauchno-tekhnicheskoy konferentsii «Sistemy kontrolya okruzhayushchey sredy – 2017». Intern. Scientific and Technical Conf. «Environmental Monitoring Systems – 2017». 2017, 1: P. 124. [In Russian].
 11. Popova V.V., Shmakin A.B. Circulation mechanisms of large-scale anomalies of winter air temperature in Northern Eurasia at the end of the 20th century. Meteorology and hydrology. Russian Meteorology and Hydrology. 2006, 12: 15–24. [In Russian].
 12. Kryzhov V.N. Relationship between annual mean air temperature in northwestern Eurasia and the arctic oscillation. Meteorology and hydrology. Russian Meteorology and Hydrology. 2004, 1: 5–14. [In Russian].
 13. Ivanov V.V., Alekseyev V.A., Alekseyeva T.A., Koldunov N.V., Repina I.A., Smirnov A.V. Does Arctic Ocean Ice Cover Become Seasonal? Issledovaniye Zemli iz Kosmosa. Exploring the Earth from Space. 2013, 4: 50–65. doi: 10.7868/S0205961413040076. [In Russian].
 14. Semenov V.A., Martin T., Behrens L.K., Latif M., Astafieva E.S. Arctic sea ice area changes in CMIP3 and CMIP5 climate models' ensembles. Led i Sneg. Ice and Snow. 2017, 57 (1): 77–107. doi: 10.15356/2076-6734-2017-1-77-107. [In Russian].
 15. Mokhov I.I., Semenov V.A., Khon V.C., Pogarsky F.A. Change of sea ice content in the Arctic and the associated climatic effects: detection and simulation. Led i Sneg. Ice and Snow. 2013, 2 (122): 53–62. doi: 10.15356/2076-6734-2013-2-53-62. [In Russian].
 16. Semenov V.A., Latif M., Dommenges D., Keenlyside N.S., Strehz A., Martin T., Park W. The impact of north atlantic-arctic multidecadal variability on northern hemisphere surface air temperature. Journ. of Climate. 2010, 23 (21): 5668–5677.
 17. Cherenkova E.A., Semenov V.A. A link between winter precipitation in Europe and the arctic sea ice, sea surface temperature, and atmospheric circulation. Meteorologiya i hydrologiya. Russian Meteorology and Hydrology. 2017, 4: 38–52. [In Russian].
 18. Cherenkova E.A. Seasonal precipitation in the East European Plain during the periods of warm and cool anomalies of the North Atlantic surface temperature. Izvestiya RAN. Seriya geograficheskaya. Proc. of the Russian Academy of Sciences. Geographic series. 2017, 5: 72–81. doi: 10.7868/S0373244417050061. [In Russian].
 19. Knight J.R., Folland C.K., Scaife A.A. Climate impacts of the Atlantic multidecadal oscillation. Geophys. Research Letters. 2006, 33: 17706.
 20. Kiktev D.B., Caesar J., Alexander L. Temperature and precipitation extremes in the second half of the twentieth century from numerical modeling results and observational data. Izvestiya RAN. Fizika atmosfery i okeana. Proc. of the Russian Academy of Sciences.

- ных осадков в России // *Фундаментальная и прикладная климатология*. 2016. № 1. С. 84–103.
22. Zolotokrylin A., Cherenkova E. Seasonal changes in precipitation extremes in Russia for the last several decades and their impact on vital activities of the human population // *Geography, environment, sustainability*. 2017. V. 10. № 4. P. 69–82. doi: <http://dx.doi.org/10.24057/2071-9388-2017-10-4-69-82>.
 23. Screen J.A. Arctic amplification decreases temperature variance in northern mid- to high-latitudes // *Nature Climate Change*. 2014. V. 4. P. 577–582. doi: 10.1038/NCLIMATE2268.
 24. Алексеев Г.В., Кузмина С.И., Глок Н.И., Вязилова А.Е., Иванов Н.Е., Смирнов А.В. Влияние Атлантики на потепление и сокращение морского ледяного покрова в Арктике // *Лёд и Снег*. 2017. Т. 57. № 3. С. 381–390. doi: 10.15356/2076-6734-2017-3-381-390.
 25. Семенов В.А., Мохов И.И., Лати́ф М. Влияние температуры поверхности океана и границ морского льда на изменение регионального климата в Евразии за последние десятилетия // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2012. Т. 48. № 4. С. 403–421.
 26. Коваленко О.Ю., Бардин М.Ю., Воскресенская Е.Н. Изменения характеристик экстремальности температуры воздуха в причерноморском регионе и их изменчивость в связи с крупномасштабными климатическими процессами межгодового масштаба // *Фундаментальная и прикладная климатология*. 2017. № 2. С. 42–62.
 27. Шукуров К.А., Семенов В.А. Характеристики зимних аномалий приземной температуры воздуха в Москве в 1970–2016 гг. при сокращении площади морских льдов в Баренцевом море // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2018. Т. 54. № 1. С. 13–27. doi: 10.7868/S0003351518010026.
 28. Vihma T. Effects of Arctic sea ice decline on weather and climate: a review // *Surveys in Geophysics*. 2014. V. 35. P. 1175–214.
 29. Мохов И.И., Семенов В.А. Погодно-климатические аномалии в российских регионах в связи с глобальными изменениями климата // *Метеорология и гидрология*. 2016. № 2. С. 16–28.
 30. Мохов И.И., Семенов В.А., Хон В.Ч., Лати́ф М., Рекнер Э. Связь аномалий климата Евразии и Северной Атлантики с естественными вариациями Атлантической термохалинной циркуляции по долгопериодным модельным расчетам // *ДАН*. 2008. Т. 419. № 5. С. 687–690.
 31. Семенов В.А., Шелехова Е.А., Мохов И.И., Зуев В.В., Колтерманн П. Роль Атлантического долгопериодного колебания в формировании сезонных аномалий температуры воздуха в Северном полушарии по модельным расчетам // *Оптика атмосферы и океана*. 2014. Т. 27. № 3. С. 215–223.
 - Physics Atmospheric and Oceanic. 2009, 45 (3): 305–315. [In Russian].
 21. Zolina O.G., Bulygina O.N. Current climatic variability of extreme precipitation in Russia. *Fundamentalnaya i prikladnaya klimatologiya*. Fundamental and applied climatology. 2016, 1: 84–103. [In Russian].
 22. Zolotokrylin A., Cherenkova E. Seasonal changes in precipitation extremes in Russia for the last several decades and their impact on vital activities of the human population. *Geography, environment, sustainability*. 2017, 10 (4): 69–82. doi: <http://dx.doi.org/10.24057/2071-9388-2017-10-4-69-82>.
 23. Screen J.A. Arctic amplification decreases temperature variance in northern mid- to high latitudes. *Nature Climate Change*. 2014, 4: 577–582. doi: 10.1038/NCLIMATE2268.
 24. Alekseev G.V., Kuzmina S.I., Glok N.I., Vyazilova A.Ye., Ivanov N.E., Smirnov A.V. Influence of Atlantic on the warming and reduction of sea ice in the Arctic. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2017, 57 (3): 381–390. doi: 10.15356/2076-6734-2017-3-381-390. [In Russian].
 25. Semenov V.A., Mokhov I.I., Latif M. Influence of the ocean surface temperature and sea ice concentration on regional climate changes in Eurasia in recent decades. *Izvestiya RAN. Fizika Atmosfery i Okeana*. Physics Atmospheric and Oceanic. 2012, 48 (4): 403–421. [In Russian].
 26. Kovalenko O.Yu., Bardin M.Yu., Voskresenskaya E.N. Changes in characteristics of air temperature extremes over the Black Sea region and their variability associated with interannual large-scale climatic processes. *Fundamentalnaya i prikladnaya klimatologiya*. Fundamental and applied climatology. 2017, 2: 42–62. [In Russian].
 27. Shukurov K.A., Semenov V.A. Changes of characteristics of Moscow winter surface air temperature anomalies in 1970–2016 in a context of the Barents Sea ice reduction. *Izvestiya RAN. Fizika Atmosfery i Okeana*. Physics Atmospheric and Oceanic. 2018, 54 (1): 13–27. doi: 10.7868/S0003351518010026. [In Russian].
 28. Vihma T. Effects of Arctic sea ice decline on weather and climate: a review. *Surveys in Geophysics*. 2014, 35: 1175–214.
 29. Mokhov I.I., Semenov V.A. Weather and climate anomalies in Russian regions related to global climate change. *Meteorologiya i hydrologiya*. Russian Meteorology and Hydrology. 2016, 2: 16–28. [In Russian].
 30. Mokhov I.I., Semenov V.A., Khon V.Ch., Latif M., Rekner E. The relationship between climate anomalies of Eurasia and the North Atlantic with natural variations of the Atlantic thermohaline circulation over long-period model calculations. *Doklady Akademii nauk*. Reports of the Academy of Sciences. 2008, 419 (5): 687–690. [In Russian].
 31. Semenov V.A., Shelekhova E.A., Mokhov I.I., Zuyev V.V., Koltermann P. The role of the Atlantic long-period oscillation in the formation of seasonal air temperature anomalies in the Northern Hemisphere according to model calculations. *Optika Atmosfery i Okeana*. Optics of the Atmosphere and the Ocean. 2014, 27 (3): 215–223. [In Russian].

Изменение стока снегового половодья на южном макросклоне Русской равнины в период 1930–2014 гг

© 2018 г. Н.И. Коронкевич*, А.Г. Георгиади, С.В. Долгов,
Е.А. Барабанова, Е.А. Кашутина, И.П. Милукова

Институт географии РАН, Москва, Россия

*koronkevich@igras.ru

Change in snow flood flow in the southern macro-slope of the Russian Plain in the period 1930–2014

N.I. Koronkevich, A.G. Georgiadi, S.V. Dolgov, E.A. Barabanova, E.A. Kashutina, I.P. Milyukova

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

*koronkevich@igras.ru

Received January 25, 2018

Accepted July 30, 2018

Keywords: *climatic and anthropogenic factors, hydrographic network, long-lasting phase, long-term changes, medium and large rivers, spring (snow) flood flow.*

Summary

In recent decades, in the southern macro-slope (catchment) of The Russian Plain, mainly within the basins of the Volga and the Don rivers, the spring flood flow decreased due to both anthropogenic and climatic factors. Of anthropogenic factors, the creation of reservoirs played a significant role in changing the water regime of the Volga and the Don. Another important factor, affecting the river runoff, is agricultural activities on flat inter-fluves and slopes. Compared with the conventional-natural period (for the Volga from 1879, and for the Don from 1876 to 1929) to the date (for the period 1930–2014), the flood flow of the Volga has been decreased by more than 4300 km³, and the Don – by almost 900 km³. The contribution of anthropogenic factors to this decrease in the Volga basin exceeded 70%, and for the Don it was equal to 45%, while the climatic ones contributed 30 and 55%, respectively. During the period of instrumental observations on the rivers of the region, long-lasting phases of high/low water content with duration from 15–20 to 90 years or longer, caused by the climatic changes, were determined. These are a characteristic feature of long-term changes in flood flow (and in a runoff of other seasons) on both medium and large rivers of the southern macro-slope of the Russian Plain. The period since early 2000s was a start of the decreased flood flow everywhere, i.e. on medium and large rivers. It is most clearly (by tens of percent) manifested in the decrease of the spring surface flow due to the following factors: more frequent thaws, reduction of the depth of soil freezing, increase of infiltration, especially in the forest-steppe and steppe zones. Increase in flow of the infiltration origin does only partially compensate the decrease of the flow in rivers.

Citation: Koronkevich N.I., Georgiadi A.G., Dolgov S.V., Barabanova E.A., Kashutina E.A., Milyukova I.P. Change in snow flood flow in the southern macro-slope of the Russian Plain in the period 1930–2014. 2018. 58 (4): 498–506. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2018-4-498-506.

Поступила 25 января 2018 г.

Принята к печати 30 июля 2018 г.

Ключевые слова: *долговременные фазы, климатические и антропогенные факторы, многолетние изменения, склоновый сток, снеготаяние, средние и крупные реки, сток снегового половодья.*

Рассматриваются сток снегового половодья в пределах бассейнов Волги и Дона и его изменения под влиянием антропогенных и климатических факторов. Изложены методы исследования изменений речного стока, оценены его изменения за последние десятилетия. Общая тенденция – уменьшение стока половодья, что связано с гидротехническим воздействием и климатическими факторами.

Введение

Весеннее половодье – основная гидрологическая фаза на территории южной части Русской равнины, поскольку оно в значительной мере определяет годовой речной сток: более 60% годового стока в южной части лесной зоны, более 70% в лесостепи и 80–90% в степной зоне. Сток половодья и его вклад в годовой речной сток менялись под влиянием климатических и антропогенных

факторов. Этим изменениям посвящено немало исследований, в том числе и авторов настоящей работы [1–3]. Однако большая их часть выполнена давно или отражает лишь отдельные стороны произошедших изменений: например, климатические или антропогенные изменения только речного стока или стока, формирующегося на водосборах.

В настоящей работе сделана попытка рассмотреть все изменения в комплексе, вплоть до последнего времени, сначала на примере самых

крупных рек южной части Русской равнины в пределах России — Волги и Дона, а затем средних рек, а также стока, формирующегося на водосборах, колебания которого во многом объясняют изменения речного стока.

Методы исследования

Выявление изменений стока половодья крупных рек — Волги и Дона — выполнялось путём сопоставления стока условно естественного периода (для Волги с 1879 до 1929 г., а для Дона с 1876 до 1929 г.) со стоком за последующие годы, характеризующимся заметным антропогенным влиянием. Простое сопоставление даёт величину фактического изменения в результате совокупного влияния природных (в основном климатических) и антропогенных факторов. Для выявления вклада и тех, и других факторов проводилось восстановление условно естественного стока за период 1930–2014 гг. по уравнениям регрессии стока рассматриваемой реки по сравнению со стоком рек-индикаторов климатических условий (для Волги это Ока у Калуги, Вятка у Кирова и Белая у Бирска; для Дона — Дон у Казанской и Хопёр у Бесплемяновского [2]), сравнительно мало затронутых антропогенным воздействием за период до 1930 г. Сравнение фактического и восстановленного стока позволяет оценить вклад антропогенных и климатических условий в формирование фактического стока. Подробно эта методика изложена в работе [2]. Здесь же рассмотрена методика выявления вклада отдельных антропогенных факторов, основанная на результатах наблюдений на водно-балансовых станциях.

Подход к анализу долговременных фаз многолетних изменений восстановленного стока половодья средних и крупных рек, обусловленных изменениями климата, основан на использовании разностно-интегральных кривых и анализе характеристик выявленных фаз контрастной водности. Разностно-интегральные кривые представляют собой нарастающую сумму отклонений какой-либо характеристики от её среднего многолетнего значения, рассчитанного для всего периода наблюдений, которые нормированы на среднее квадратическое отклонение. Они позволяют установить долговременные фазы, в течение которых существенно чаще встречаются значения харак-

теристик ниже или выше её среднего многолетнего значения. Временная граница смены долговременных фаз повышенного/пониженного стока определяется на основе выявления минимальных и максимальных значений координат разностно-интегральных кривых. Фазам повышенной водности соответствует однонаправленная многолетняя тенденция увеличения ординат разностно-интегральной кривой, а фазам пониженной водности — их уменьшения. На фоне таких многолетних тенденций наблюдаются более короткопериодные изменения стока. Отметим, что определение границ смены фаз на основе использования ряда статистических критериев, применяемых для оценки однородности рядов данных по их средним значениям, показало, что они, как правило, совпадают или весьма близки к результатам, полученным по разностно-интегральным кривым.

Поверхностный склоновый сток и водный баланс водосборов определялись по данным водно-балансовых станций, главным образом стоковых площадок. Стоковые площадки нередко существенно отличаются по конструкции, длительности наблюдений, размерам, уклонам, длине, экспозиции, характеру сельскохозяйственной обработки. Для приведения данных по ним к общему знаменателю применена «привязка» их к величине зонального речного стока в период половодья в районе расположения водно-балансовых станций, обобщающего гидрологическую ситуацию за длительный период времени [1]. Это позволило снивелировать влияние большинства факторов и определить средние многолетние значения поверхностного склонового стока. Указанная привязка была выполнена отдельно для участков с разным механическим составом почв: под зяблевой (осенней) пахотой, почва под которыми разрыхлена к началу половодья, и для полей, не распаханых осенью (стерня, залежь, озимые, многолетние травы), почва под которыми уплотнена к этому времени и способствует, в отличие от зяби, росту поверхностного склонового стока.

Особое внимание к зяби обусловлено тем, что в 1970–80-е годы зяблевая пахота под яровые культуры занимала 40–60% площади речных бассейнов в лесостепных и степных районах. В южной части лесной зоны был выделен и поверхностный сток с лесных угодий. Отметим, что величины зонального речного стока и соответственно привязанного к нему поверхностного стока относятся к периоду

конца XIX в. — начала 1960-х годов. Зная структуру угодий с учётом механического состава почвы, нетрудно приблизительно определить средневзвешенный склоновый сток, а также другие элементы водного баланса. Тот же подход применён и к определению поверхностного склонового стока в последующие периоды, отличающиеся метеоусловиями и структурой сельскохозяйственных угодий. Последняя определялась по данным статистических справочников. Заметим, что большая часть водно-балансовых станций в настоящее время закрыта или на них резко сократились объёмы работ. По существу, остались лишь три станции с длительными рядами наблюдений, на которых сопоставляется сток с зяби и с не распаханых с осени полей. Наблюдения на них ведут работники Всероссийского научно-исследовательского института агролесомелиорации (ВНИАЛМИ): Новосильская станция (1959–2013 гг., лесостепь, серые лесные почвы, в 55 км к северо-западу от г. Орёл, в дер. Одинок Новосильского района); Поволжская (1959–2008 гг., степная зона, обыкновенный чернозём, в 20 км юго-восточнее г. Самара, в пос. Новоберезовский Волжского района); Волгоградский стационар (1950–2013 гг., сухая степь со светло-каштановыми почвами, в 4 км к юго-западу г. Волгоград).

Только часть поверхностного склонового стока участвует в речном стоке, задерживаясь в отрицательных формах рельефа. Величина этого участия, как и величина стока с площади гидрографической сети (ниже бровок речных долин, оврагов и балок), а также стока инфильтрационного происхождения (верховодка и подземный сток), определялась решением водно-балансовых соотношений [1]. Площадь гидрографической сети рассчитывалась по крупномасштабным топографическим картам. В лесостепных и особенно в степных районах она близка к разнице общей площади территории и площади пашни.

Волга и Дон

На рис. 1 показано суммарное среднегодовое изменение стока половодья Волги и Дона за период наиболее интенсивного антропогенного воздействия (после 1930 г.). Видно, что и климатическое, и антропогенное изменение направлено в сторону уменьшения стока, хотя внутри рассматриваемого периода были и раз-

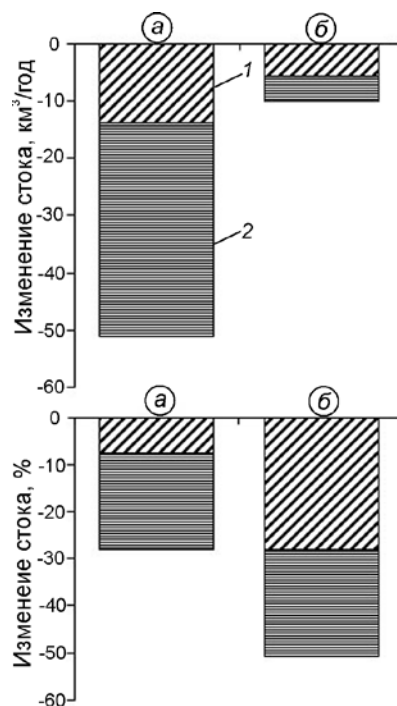


Рис. 1. Климатические (1) и антропогенные (2) изменения стока половодья Волги у Волгограда (а) и Дона у Раздорской (б) за период 1930–2014 гг. по сравнению с базовым периодом 1879–1929 гг. для Волги и 1876–1929 гг. для Дона

Fig. 1. Climatic (1) and anthropogenic (2) changes in the snow-melt floods of the Volga at Volgograd (a) and the Don at Razdorskaya (b) during the 1930–2014 period compared with the base period 1879–1929 for the Volga and 1876–1929 for the Don

нонаправленные изменения. Уменьшение стока половодья (у Волги в среднем за половодье почти 51 км³/год, за весь период 4328 км³, у Дона соответственно более 10 км³/год и 865 км³) значительно превышает годовое уменьшение стока этих рек (Волга — более 30 км³/год, в сумме 2566 км³, Дон — около 7 км³/год, в сумме 584 км³), что произошло, главным образом, под влиянием гидротехнического регулирования стока — наиболее мощного антропогенного фактора.

Волжско-Камский каскад водохранилищ, Цимлянский гидроузел на Дону и другие гидротехнические сооружения в бассейнах этих рек уменьшают сток в период половодья, увеличивая его в другие сезоны. Большой объём воды ушёл на заполнение так называемого мёртвого объёма водохранилищ. Влияние прочих антропогенных факторов на сток половодья было существенно меньшим. Среди них выделим агротехнические мероприятия по задер-

жанию стока на полях, о чём подробнее будет сказано далее. Другие виды хозяйственной деятельности, например водопотребление на различные хозяйственные нужды, влияют на сток главным образом в тёплый период года. Рост же урбанизированных ландшафтов, характеризующихся низкой водопроницаемостью, способствует росту стока [2]. В уменьшении стока половодья под влиянием климатических и антропогенных факторов вклад антропогенных факторов в бассейне Волги составил более 70%, Дона — 45%, а в уменьшении годового стока соответственно 45—50 и 40%, что имело крайне негативные экологические последствия.

Теперь о многолетних фазах восстановленного стока половодья. Если рассматривать только самые продолжительные тенденции в многолетних изменениях стока половодья, то на Волге и на Дону установлены две основные контрастные фазы: сначала повышенного (ФВС), а затем пониженного (ФНС) стока по сравнению с его средним многолетним значением, рассчитанным для всего периода наблюдений (рис. 2). На Дону фаза повышенного стока половодья наблюдалась с 1870-х до 1971 г., тогда как на Волге она началась в 1879 г. и закончилась в 1929 г. После этого на обеих реках наступила длительная фаза пониженной водности, которая на Дону продолжается вплоть до последних лет. На Волге на фоне длительной фазы пониженного стока (начавшейся с 1930 г. и продолжающейся до настоящего времени) с 1990 г. наблюдалась фаза повышенного стока половодья, которая прервалась в 2003 г. На Волге длительность фазы повышенного стока половодья составляла более 50 лет, а на Дону — около 100 лет. Фаза пониженного стока на Волге продолжалась около 90 лет (с перерывом в 1990—2003 гг.), а на Дону она была существенно короче (более 40 лет).

Средний многолетний сток половодья в фазы его повышенных и пониженных значений характеризуется существенной разницей. Так, на Дону она достигает 65%, что существенно больше, чем на Волге, где она составляет лишь 12%. На Дону она сопоставима с разницей стока межженных сезонов контрастных фаз, тогда как на Волге эта разница существенно меньше. На Волге в контрастные фазы водности доля стока половодья (сток за период с апреля по июнь) в годовом стоке неизменна и составляет 59%, хотя по абсолютной величине он выше в фазу повышенной водности примерно на 19%. На Дону в

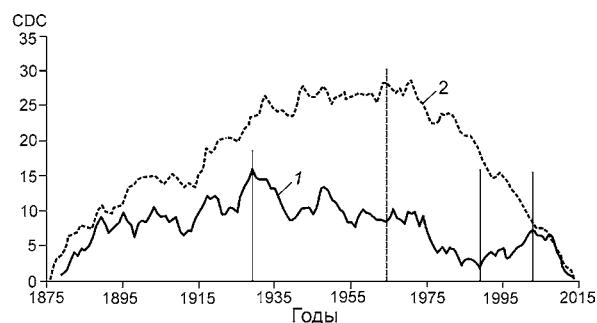


Рис. 2. Долговременные фазы повышенного и пониженного стока снегового половодья Волги (1) и Дона (2) в координатах нормированных разностно-интегральных кривых (CDC).

Вертикальные линии — годы смены фаз

Fig. 2. Long-term phases of increased and decreased snow-melt flood flow in the Volga (1) and Don (2) basins in the coordinates of the cumulative deviation curves (CDC).

Vertical lines are phase change years

фазу низкой водности доля стока половодья в годовом стоке существенно уменьшается и в относительном выражении, и в абсолютном. Его доля в годовом стоке снижается с 64% в ФВС до 46% в ФНС, а в объёмах — с 18,9 до 11,5 км³.

Средние реки лесостепной и степной зон

В качестве объектов исследования выбраны девять бассейнов средних рек в лесостепи и степи, отражающих спектр внутризональных особенностей многолетних изменений стока половодья Русской равнины в этих зонах. Их бассейны расположены в довольно узкой субширотной полосе (с 51° по 54,5° с.ш.), вытянувшейся с 34° по 60° в.д. Два бассейна (Большой Караман—Советское и Самара—Елшанка) полностью степные, четыре (Сосна—Елец, Битюг—Бобров, Дёма—Бочкарева, Белая—Сыртланово) — лесостепные. Бассейны Хопра у Поворино и Урала у Кизильского заняты лесостепью и степью, северная часть бассейна Сейма у Рыльска относится к зоне смешанных лесов, а остальная — к лесостепи. Часть бассейнов Урала у Кизильского и Белой у Сыртланово относится к низкогорьям. Площадь водосборов рек варьирует от 3,5 до 23 тыс. км².

На всех рассмотренных реках наблюдались две основные долговременные фазы многолетних изменений (рис. 3). На реках, бассейны которых расположены в западной и центральной частях

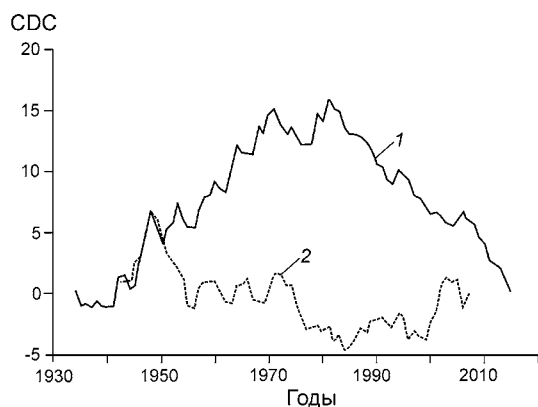


Рис. 3. Основные типы многолетней динамики долговременных фаз повышенного и пониженного стока половодья в координатах нормированных разностно-интегральных кривых (CDC):

1 – тип 1 (на примере р. Битюг у Боброва); 2 – тип 2 (на примере р. Белая у Сыртланово)

Fig. 3. The main types of multi-year dynamics of long-term phases of increased and decreased snow-melt flood flow in the coordinates of cumulative deviation curves (CDC):

1 – type 1 (on the example of Bitjug river at Bobrov); 2 – type 2 (on the example of Belaya river at Syrtlanovo)

региона (Сейм, Сосна, Битюг, Большой Караман, а также Самара и Хопёр), долговременная фаза повышенного стока наступила практически с начала наблюдений и сменилась в 1970–80-е годы на противоположную фазу. На реках восточной части региона (Белая, Урал и, в известной мере, Дёма, на которой практически не выражена начальная фаза пониженного стока половодья) наблюдалась обратная картина смены основных фаз стока половодья (см. рис. 3).

Смена фаз повышенного/пониженного стока происходит в относительно короткие временные интервалы. Эта закономерность многолетних изменений уже отмечалась применительно к стоку воды крупных и средних рек Русской равнины и Сибири [2, 4, 5]. Продолжительность фаз в основном варьирует от 20 до 50 лет (табл. 1). Как правило, длительность фаз пониженного стока половодья превышает и часто значительно превышает продолжительность фаз повышенной водности. Однако в западной части региона (на реках Сейм, Сосна и Хопёр) наблюдается обратная картина. Разница среднего стока половодья в долговременные фазы его повышенных/пониженных значений (см. табл. 1) варьирует от 23 до 70% (относительно стока в фазу его пониженных значений). Она сопоставима с соответствующей дельтой для годово-

Таблица 1. Средние расходы воды за половодье в фазы его повышенной (числитель) и пониженной (знаменатель) водности

Река, пункт	Средний расход воды за половодье, м ³ /с	Продолжительность, годы
Сейм, Рыльск	192/118	36/34
Сосна, Елец	190/120	41/34
Битюг, Бобров	66,4/39,4	36/44
Большой Караман, Советское	16,4/5,3	31/44
Белая, Сыртланово	204/165	19/35
Самара, Елшанка	182/123	21/49
Урал, Кизильское	136*/66	8/51
Дёма, Бочкарева	124/96,4	58/12
Хопёр, Поворино	211/167	50/25

*Короткая фаза повышенного стока.

го стока, но меньше разницы между стоком контрастных фаз зимней и летне-осенней межени.

На большинстве рек западной и центральной частей региона (Сейм, Сосна, Битюг, Большой Караман) в ФВС его доля в годовом стоке ощутимо выше, чем в ФНС (на 14–24%), но на Самаре и Хопре она немного ниже (на 2–4%), что объясняется внутригодовым перераспределением стока начиная с 1970–80-х годов (начало современного потепления климата). На Белой и Дёме (относящихся к восточной части региона) в ФВС, напротив, доля стока половодья в годовом стоке ниже, чем в ФНС (на 2–9%), однако на Урале она существенно выше (на 14%), что также связано с особенностями многолетней динамики контрастных фаз стока половодья, зимней и летне-осенней межени.

С началом современного потепления климата в 1970–80-х годах сток половодья на большинстве рассмотренных средних рек западной и центральной частей региона характеризуется пониженной водностью, а на других реках наблюдалась фаза повышенного стока половодья. Однако с начала 2000-х годов появляется тенденция к переходу от ФВС к ФНС и практически повсеместно на южном макросклоне Русской равнины наблюдается пониженный сток половодья.

Начальные звенья формирования стока половодья на водосборах рек

В табл. 2 приведены данные по весеннему поверхностному склоновому стоку с отдельных угодий на водосборах рек за период исчисления нормы речного стока. Здесь значения среднего многолет-

Таблица 2. Весенний поверхностный склоновый сток с отдельных угодий при среднем многолетнем стоке речного половодья за период исчисления его нормы

Средний многолетний сток половодья на реках с конца XIX в. до начала 1960-х годов, мм	Поверхностный склоновый сток на разных почвах, мм		
	лес	зять	поля, не распаханые с осени
120	35/3	80/19	92/37
100	27/1	63/17	81/32
80	18/0	48/13	71/28
60	8/0	31/9	61/23
40	4/0	18/6	48/20
20	0/0	5/3	32/17

*В числителе — на суглинистых почвах; в знаменателе — на супесчаных почвах.

него стока речного половодья (100–120 мм) соответствуют южной части лесной зоны, 60–80 мм — лесостепи, 20–40 мм — степной зоне Русской равнины. Наименьший поверхностный склоновый сток соответствует лесным угодьям, далее следует зять (разрыхлённая к началу снеготаяния почва с микрорельефом, способствующим задержанию стока). Наибольший сток отмечается на не распаханых с осени полях (стерня, озимые, залежь, многолетние травы), под которыми почва к началу снеготаяния уплотнена. Поверхностный сток на суглинистых почвах существенно выше, чем на супесчаных. Сток с зыби на суглинках ниже, чем на не распаханых с осени полях на 10–20% в южной части лесной зоны, на 30–50% в лесостепи и на 65–90% в степной зоне. Помимо лучших условий инфильтрации, это объясняется и меньшими снегозапасами на зыби по сравнению с другими полями — в среднем на 25% на рассматриваемой территории.

Наибольшие снегозапасы по данным водно-балансовых станций наблюдались в лесу. Значительная часть снега сносится ветром к лесным опушкам и в отрицательные формы рельефа. Максимальные снегозапасы, особенно в лесостепной и степной зонах, накапливаются в овражно-балочной сети. Здесь они в 2,5–3 раза выше, чем на склонах. В целом, на площади гидрографической сети (ниже бровок оврагов, балок, речных долин) снегозапасы выше, чем на склонах, в 1,2–1,3 раза в южной части лесной зоны и в 1,5–1,6 раза в лесостепной и степной зонах [1]. Ввиду большей аккумуляции снега и более высоких коэффициентов стока слой поверхностного стока здесь существенно выше, чем на большей части пологих склонов и плакоров. Ранее выполненные расчёты [1] показали, что на площади гидрогра-

Таблица 3. Изменение структуры речного стока весеннего половодья, %

Зона	Поверхностный склоновый сток	Поверхностный сток с площади гидрографической сети	Подземный сток и верховодка
Южная часть лесной	29*/20	28/30	43/50
Лесостепная	33/14	32/40	35/46
Степная	50/13	42/70	8/17

*В числителе — в период исчисления нормы стока (конец XIX в. — начало 1960-х годов); в знаменателе — в современный период (после 2000 г.).

фической сети, занимающей 15–25% всей территории, формируется поверхностный сток, по существу, равный тому, который стекает с пологих склонов выше бровок гидрографической сети, учитывая, что только часть стока, формирующегося на пологих склонах, достигает рек, задерживаясь в замкнутых отрицательных формах рельефа. Структура стока половодья за период исчисления его нормы дана в табл. 3.

К настоящему времени на водосборах южной части Русской равнины произошли существенные изменения стока и его структуры. С учётом структуры угодий средний взвешенный склоновый сток снизился в южной части лесной зоны в среднем в 1,5 раза, в лесостепи — в 2,9 раза, в степной зоне — в 6 раз. Его доля в речном стоке уменьшилась по сравнению с периодом исчисления его нормы почти в 1,5 раза в южной части лесной зоны, в 2,4 раза — в лесостепи, в 4 раза — в степных районах (см. табл. 3), что в значительной мере объясняет и снижение стока речного половодья на рассматриваемых здесь реках и в целом на макросклоне Русской равнины в среднем на 10–40% [4, 6].

Поверхностный сток с площади гидрографической сети изменился сравнительно мало, но его доля в речном стоке половодья возросла (на 8–10% — в южной части лесной зоны, на 20–30% — в лесостепи и в 1,7 раза — в степной зоне) главным образом из-за уменьшения величины последнего. Произошло и увеличение доли стока инфильтрационного происхождения: верховодки и подземного стока почти на 10% в южной части лесной зоны, на 30% в лесостепи, в 2 раза в степных районах. Конечно, это — весьма осреднённые данные. В отдельных районах ситуация может быть несколько иной. Однако очевидно, что определяющим в изменении величины речного половодья стало, как видно из рис. 4, сниже-

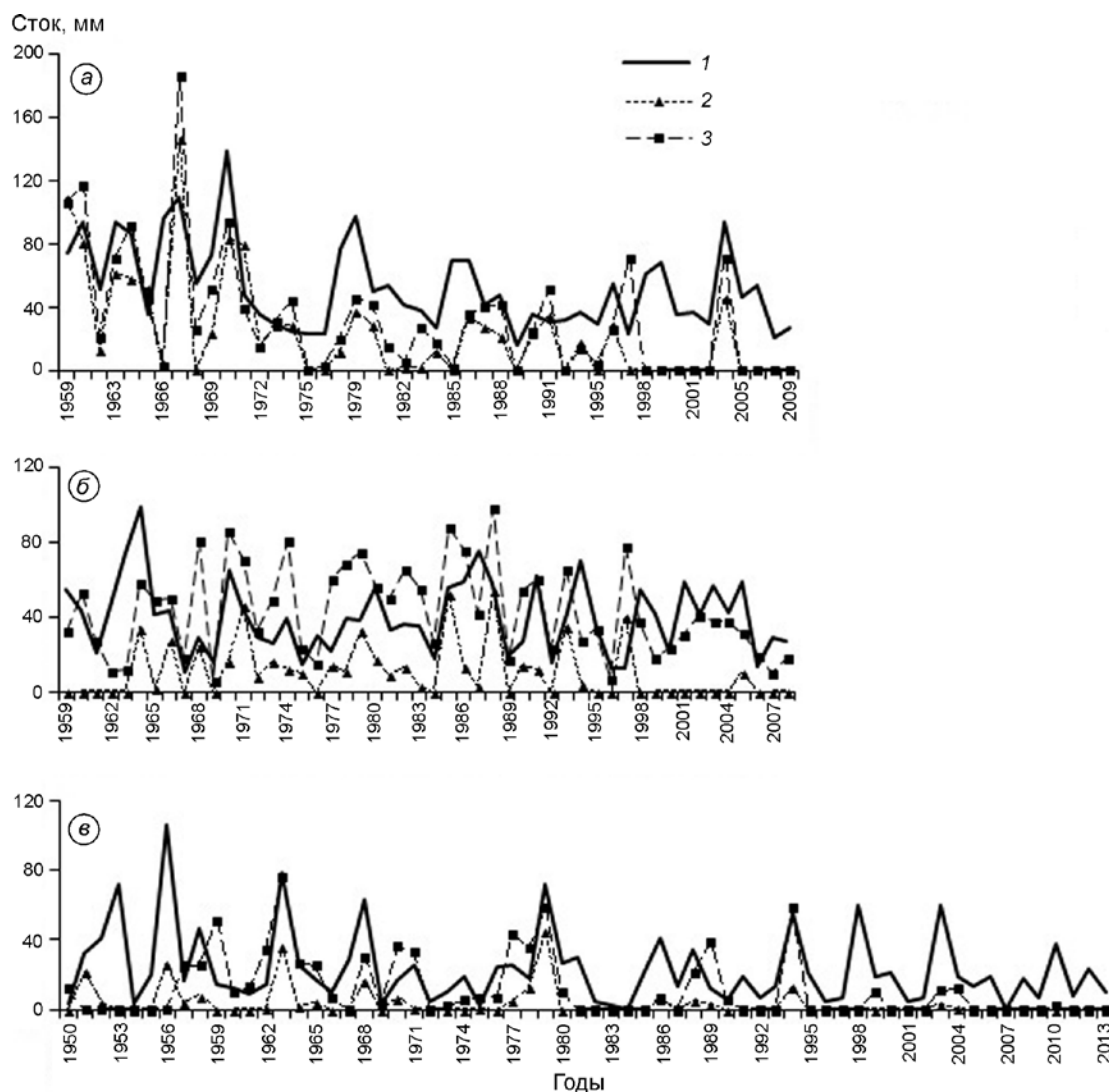


Рис. 4. Динамика снегового речного и склонового стока:

а – серые лесные почвы (Орловская область); *б* – чернозёмы обыкновенные (Самарская область); *в* – светло-каштановые почвы (Волгоградская область); 1 – сток речного половодья; 2 – сток с рыхлой пашни (с зяби); 3 – сток с уплотнённой пашни

Fig. 4. Dynamics of snow-melt flow

a – gray forest soils (Orel administrative region); *b* – ordinary chernozems (Samara administrative region); *v* – light chestnut soils (Volgograd administrative region); 1 – flood river flow; overland flow from: 2 – loose arable land (from fall –plowed land); 3 – compacted arable land

ние поверхностного склонового стока, хотя оно и было несколько скомпенсировано увеличением стока инфильтрационного происхождения.

Метеорологические условия изменения стока на водосборах

Основная причина современных изменений весеннего стока на водосборах – изменение метеорологических условий, выражающееся в первую очередь в повышении температуры воздуха в холодный

период года (с ноября по март). Так, если судить по данным метеостанций (Поныри, Серноводск, Волгоград), расположенных вблизи упомянутых здесь водно-балансовых стационаров, то в лесостепи и степи в бассейнах Волги и Дона температура воздуха за последние годы (1981–2015 гг.) увеличилась в среднем на 1,2–1,4 °C (по сравнению с периодом до 1981 г.). Значительно уменьшилась глубина промерзания почвогрунтов зоны аэрации (например, в районе Новосильского стационара в 2 раза), участились оттепели. В то же время осадки за весь холодный период, зафиксированные на метеостанци-

ях, изменились по территории Русской равнины не столь однозначно. Они уменьшились на 1,5–8% в районах Новосильского и Волгоградского стационаров и увеличились на 4–5% в районе Поволжской станции в степном Самарском Заволжье.

Аналогичная ситуация наблюдается также в изменении по территории южной части Русской равнины стокообразующих осадков, непосредственно участвующих в формировании стока весеннего половодья. По сравнению с суммарными осадками за весь холодный период они изменились в ещё большей степени. Так, за счёт участвовавших зимних оттепелей в современный период снегозапасы, формирующие сток весеннего половодья, сократились в среднем на 15% в районе Новосильского стационара и на 35–50% в районе Волгоградского. При этом доля стокообразующих осадков от суммарных осадков холодного периода на большей части рассматриваемой территории уменьшилась (в зависимости от вида агрофона) с 45–47 до 39–41% в районе Новосильской станции и с 26–34 до 18–19% в районе Волгоградского, в значительной мере определяя отмеченное ранее уменьшение поверхностного склонового стока.

Обсуждение полученных результатов

На южном макросклоне Русской равнины в последние десятилетия сток половодья уменьшался, что обусловлено как антропогенными, так и климатическими факторами. Из антропогенных факторов особенно заметное влияние на изменение водного режима Волги и Дона, достигшее максимума в 1950–70-е годы, имело гидротехническое регулирование стока, кардинально изменившее его внутригодовое распределение. Это влияние в отдельные отрезки времени соизмеримо по своим масштабам с воздействием климата, а часто превосходит его. Максимальное водопотребление отмечается в летне-осенний период и сравнительно мало сказывается на стоке речного половодья, как и отдельные виды хозяйственной деятельности — лесное хозяйство, урбанизация территории. Однако воздействие агротехнических мероприятий на весенний поверхностный склоновый сток и, как следствие, на речной сток половодья существенно, хотя и гораздо меньше на современном этапе, чем в 1980-е годы.

Долговременные фазы изменения условно-естественного стока половодья Волги и Дона, а также средних рек различаются. Это обусловлено тем, что сток Волги формируется в основном в лесной зоне, а сток Дона и рассмотренных средних рек — в лесостепной и степной зонах. Имеются и региональные различия, но в целом с начала 2000-х годов они сглаживаются и практически повсеместно наблюдается тенденция перехода к фазе пониженной водности половодья, обусловленной более выраженной территориальной общностью атмосферных процессов. Наиболее чётко это проявляется при анализе особенностей формирования поверхностного стока с водосборов. Повышение температуры воздуха в холодный период года, сопровождающееся более частыми оттепелями и усилением инфильтрации воды в почву, привело к резкому уменьшению весеннего поверхностного склонового стока и его участия в речном стоке, что стало определяющим фактором снижения стока речного половодья на южном макросклоне Русской равнины.

Заключение

На большей части южного макросклона Русской равнины в последние десятилетия отмечается уменьшение стока половодья, обусловленное как климатическими, так и антропогенными факторами. По сравнению с условно естественным периодом (до 1930 г.) сток половодья Волги к настоящему времени уменьшился более чем на 4300 км³, а Дона — почти на 900 км³. Вклад антропогенных факторов в это уменьшение в бассейне Волги составил более 70%, Дона — 45%, а вклад климатических факторов — соответственно 30 и 55%. Антропогенные изменения половодья Волги и Дона вызваны главным образом гидротехническим регулированием стока.

Долговременные фазы повышенной/пониженной водности представляют собой характерную особенность многолетних изменений стока половодья, как и стока других гидрологических сезонов, отмечаемых для последних весьма продолжительных периодов инструментальных наблюдений, охватывающих последние 70 лет для средних рек и 140 лет для Волги и Дона. Как на средних реках, так и на Волге и Дону (для которых исследовались многолетние ряды стока по-

ловодья за вычетом антропогенных изменений) они обусловлены изменениями климата. Продолжительность таких фаз варьирует от 15–20 до 90 лет и более, и они проявляются как на средних, так и на крупных реках южного макросклона Русской равнины. При этом разница в стоке контрастных фаз многолетних изменений стока половодья для средних лесостепных и степных рек Русской равнины достигает 100% и более. На Волге средний сток половодья таких фаз отличается между собой на 12%, на Дону – на 65%.

С началом современного потепления климата в 1970–80-х годах сток половодья на большинстве рассмотренных средних рек запада и центра лесостепи и степи Русской равнины характеризуется пониженной водностью, а на реках её восточной части наблюдалась фаза повышенного стока половодья. Однако с начала 2000-х годов появляется тенденция к переходу

от фазы повышенной водности к фазе пониженной водности и практически повсеместно на южном макросклоне Русской равнины наблюдается пониженный сток половодья. Уменьшение стока речного половодья в лесостепной и степной зонах в значительной мере обусловлено многократным снижением весеннего поверхностного склонового стока, лишь частично компенсируемым увеличением стока инфильтрационного происхождения.

Благодарности. Работа выполнена в рамках Государственного задания № 0148-2014-0003 и при поддержке РФФИ (гранты № 17-05-00948 и 18-05-00479).

Acknowledgments. This investigation was performed in frameworks of the IGRAS budget project № 0148-2014-0003 and due to financial support of the Russian Foundation for Basic Research, Grants № 17-05-00948 and 18-05-00479.

Литература

References

1. Коронкевич Н.И. Водный баланс Русской равнины и его антропогенные изменения. М.: Наука, 1990. 205 с.
2. Георгиади А.Г., Коронкевич Н.И., Милукова И.П., Кашутина Е.А., Барабанова Е.А. Современные и сценарные изменения речного стока в бассейнах крупнейших рек России. Ч. 2. Бассейны рек Волги и Дона. М.: Макс Пресс, 2014. 214 с.
3. Барабанов А.Т., Долгов С.В., Коронкевич Н.И., Панов В.И., Петелько А.И. Поверхностный сток и инфильтрация в почву талых вод на пашне в лесостепной и степной зонах Восточно-Европейской равнины // Почвоведение. 2018. № 1. С. 62–69. doi: 10.7868/S0032180X17010063.
4. Водные ресурсы России и их использование / Под ред. И.А. Шикломанова. СПб.: изд. Госуд. гидрологич. ин-та, 2008. 600 с.
5. Георгиади А.Г., Кашутина Е.А. Долговременные изменения стока крупнейших сибирских рек // Изв. РАН. Серия геогр. 2016. № 5. С. 70–81.
6. Джамалов Р.Г., Фролова Н.Л., Киреева М.Б., Рец Е.П., Сафронова Т.И., Бугров А.А., Телегина А.А., Телегина Е.А. Современные ресурсы подземных и поверхностных вод европейской части России: Формирование, распределение, использование. М.: ГЕОС, 2015. 320 с.
1. Koronkevich N.I. *Vodnyi balans Russkoy ravniny i ego antropogennye izmeneniya*. Water balance of the Russian plain and its anthropogenic changers. Moscow: Nauka, 1990: 205 p. [In Russian].
2. Georgiadi A.G., Koronkevich N.I., Milyukova I.P., Kashutina E.A., Barabanova E.A. *Sovremennye i ssennarnye izmeneniya rechnogo stoka v basseynakh krupneyshikh rek Rossii. Chast' 2. Basseyny rek Volgi i Dona*. Modern and scenario changes in river flow in the basins of Russia's largest rivers. Part 2. The Volga and Don basins. Moscow: Max Press, 2014: 214 p. [In Russian].
3. Barabanov A.T., Dolgov S.V., Koronkevich N.I., Panov V.I., Petel'ko A.I. Surface runoff and snow-melt infiltration into the soil on ploughed field in the forest-steppe and steppe zones of the East European Plain. *Pochvovedenie*. Soil Science. 2018, 1: 62–69. doi: 10.7868/S0032180X17010063. [In Russian].
4. *Vodnyye resursy Rossii i ikh ispol'zovanie*. Water resources of Russia and their use. Ed. E.A. Shiklomanov St. Petersburg: State Hydrological Institute, 2008: 600 p. [In Russian].
5. Georgiadi A.G., Kashutina E.A. Long-term changes in runoff of the largest Siberian rivers. *Izvestiya Ross. Akad. Nauk, Seriya Geogr.* Proc. of the RAS, Geographical Series. 2016, 5: 70–81. [In Russian].
6. Dzhamalov R.G., Frolova N.L., Kireeva M.B., Retz E.P., Safroнова T.I., Bugrov A.A., Telegina A.A., Telegina E.A. *Sovremennye resursy podzemnykh i poverkhnostnykh vod evropeyskoy chasti Rossii. Formirovaniye, raspredeleniye, ispol'zovanie*. Modern resources of underground and surface water in the European part of Russia: Formation, distribution, use. Moscow: GEOS, 2015: 320 p. [In Russian].

Подземные льды и наледи

УДК 551.345:544.02

doi: 10.15356/2076-6734-2018-4-507-523

Изотопная индикация условий образования ледяных ядер булгунняхов (пинго)

© 2018 г. Ю.Н. Чижова^{1*}, Ю.К. Васильчук²¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия;²Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

*eacentr@yandex.ru

Use of stable water isotopes to identify stages of the pingo ice core formation

Ju.N. Chizhova^{1*}, Yu.K. Vasil'chuk²¹Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia;²Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

*eacentr@yandex.ru

Received April 4, 2018

Accepted August 1, 2018

Keywords: *deuterium excess, injection ice, isotopic composition, pingo (frost mound), stages of growth.*

Summary

The isotopic characteristics of the pingo ice cores are considered. The distribution of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ values, d_{exc} , $\delta^{18}\text{O}-\delta^2\text{H}$ and $\delta^2\text{H}-d_{\text{exc}}$ relationships, and the simulation of the distribution of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ values during the ice formation in a closed system, allowed drawing conclusion about the hydrological conditions and stages of the ice core growth. All pingos (Pestsovoye, Weather, Pingo-20) were formed in draining lake basins in the course of freezing of closed taliks. It is established that the water, which served as a source for the formation of the ice core, was subjected to evaporation still before the ice formation. According to our estimates, the water from which the ice of the Pestsovoye pingo was formed was heavier in values of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ by 3.9 and 29.7‰, respectively, than the current average annual precipitation in the region. Similarly, for the ice of the core of the Pingo Weather it is 2.9 and 14.5‰, and 5.1 and 27.7‰ for the Pingo-20, respectively. In the ice cores of all considered pingos there is an ice formed in a closed system: in Pingo-20 it is a pure injection ice, while in the Pestsovoye and the Weser ones – the injected-segregated ice. The frost mounds Pestsovoye and Weser grew under changing hydrological conditions: one part of the ice was formed when there was a free flow of water to the freezing front (open system); the other one – when the water-saturated lenses of the closed talik were frozen (closed system). The isotopic composition of ice being formed under conditions of a closed system reflects isotopic depletion during freezing and ice formation according to the Rayleigh model. It is expressed in a successive decrease in the values of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ from the first portions of ice to the last ones as the freezing continued. The contrast values of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ in different parts of the ice being formed in the closed system may be used as an additional tool to identify direction of freezing. In a closed system, the last portions of ice have the greater contrast of the isotope values as compared to the first portions.

Citation: Chizhova Ju.N., Vasil'chuk Yu.K. Use of stable water isotopes to identify stages of the pingo ice core formation. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2018. 58 (4): 507–523. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2018-4-507-523

Поступила 4 апреля 2018 г.

Принята к печати 1 августа 2018 г.

Ключевые слова: *бугры пучения, булгунняхи, дейтериевый эксцесс, изотопный состав кислорода и водорода, инъекционный лёд.*

Рассмотрено распределение значений $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ и d_{exc} в ледяных ядрах инъекционных бугров пучения (булгуннях, пинго). Установлено, что булгуннях Песцовое (Тазовский п-ов), пинго Уэзер (залив Прудо, Аляска) и пинго-20 на Аляске сформировались при образовании льда из воды осушающихся озёр, которая до начала пучения подверглась испарению. Контрастность значений $\delta^{18}\text{O}$ в разных частях ледяного ядра может быть использована как дополнительный инструмент для установления направления промерзания.

Введение

Изучение изотопного состава ледяного ядра булгунняхов — актуальный метод для выяснения условий образования льда, стадий формирова-

ния, а также типов льда, присутствующих в бугре. Термин булгуннях относится к буграм криогенного пучения, возникшим в озёрных котловинах при их промерзании [1]. Лёд ядер бугров пучения может относиться к нескольким типам — это

не только инъекционный, но и сегрегационный лёд, а также комбинация этих двух типов льда [2]. Кроме этих типов льда, при росте бугра в трещинах растяжения может образовываться лёд интрузивных даек, а на поверхности булгунняхов — полигонально-жильный лёд, в ледяное ядро могут проникать ледяные жилы. В англоязычной литературе инъекционные бугры пучения называют пинго. Их подразделяют на пинго гидростатической системы (в англоязычной литературе они ещё называются пинго замкнутой системы) — бугры, образованные при промерзании озёрных котловин, и пинго гидродинамической системы (в англоязычной литературе пинго открытой системы) — присклоновые гидролакколиты.

Скорость формирования булгунняхов варьирует в широких пределах, в том числе может быть очень высокой. По данным П.А. Соловьева [3], в аласной котловине Нямчир, в долине р. Суола, при высыхании озера и промерзании его дна формировались булгунняхи с приращением их высоты около 0,5 м/год. Полевые исследования Дж.Р. Маккая в районе п-ова Тактояк так показывают [4], что почти 100% булгунняхов образовались в пределах бывших озёрных котловин, большинство из которых осушались в течение нескольких дней, недель или месяцев, а не в течение десятилетий или столетий. Поэтому начало роста булгунняхов происходило именно в результате быстрого осушения озёр. Подо льдом булгунняхов, особенно растущих, как правило, располагается мощная линза воды, находящаяся под большим давлением. На это указывают и фонтаны, возникающие, когда при бурении пройдена вся толща льда и вскрыта подстилающая линза воды. Подтверждают это и родники, выходящие на поверхность по периферии булгунняхов [4]. Направление промерзания и льдообразования в булгуннях, по мнению Дж.Р. Маккая, обычно происходит сверху вниз. Давление воды в линзе под булгунняхом достаточно большое, чтобы поднять и деформировать 10–30-метровый горизонт перекрывающих мёрзлых отложений и расположенное ниже ледяное ядро. Рост булгунняхов может быть очень быстрым. Например, вершина булгунняха № 9, согласно прямым полевым измерениям Дж.Р. Маккая, с 1970 по 1996 г. выросла приблизительно на 4,5 м, а расчётное увеличение объёма составило в среднем 250–300 м³/год [4].

Изотопный состав льда пинго исследовался канадскими [5–7] и японскими [8–10] специалистами на севере Канады, Шпицбергене, в Гренландии, в континентальных районах Аляски, в Северной Монголии. Детальное изучение возраста отложений и изотопного состава льда булгунняха на п-ове Тазовском выполнено коллективом геокриологов при участии авторов настоящей статьи [11, 12], проведено также сопоставление изотопного состава льда булгунняхов севера Западной Сибири и пинго Аляски [13]. Задачи настоящей работы — углублённая интерпретация вариаций $\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$ и особенно d_{exc} в изученном ранее [11–13] ледяном ядре булгунняха Песцовое, расположенного в долине р. Евоях на юге Тазовского полуострова, рассмотрение изотопных характеристик ядер пинго, описанных в Канадской Арктике, на Аляске и в Монголии, а также установление изотопных вариаций, характерных для разных стадий формирования ледяного ядра бугров.

Объекты и методы

Булгуннях Песцовое в долине р. Евояха, Тазовский полуостров. На юге Тазовского полуострова, в пределах нефтяного месторождения Песцовое (66°10' с.ш. 76°30' в.д.), примерно в 100 км от г. Новый Уренгой, в 10 км севернее станции Тундра, на вершине булгунняха высотой 17 м выполнен отбор перекрывающего торфа для радиоуглеродных определений и проведено бурение скважины глубиной более 30 м для изучения внутреннего строения и изотопного состава кислорода и водорода ледяного ядра. В разрезе бугра вскрыты: торф тёмно-коричневый мощностью 0,5 м, подстилаемый оторфованным суглинком мощностью 0,4 м; суглинок тёмно-серый плотный многолетнемёрзлый с массивной и горизонтально слоистой (в нижней части слоя) криотекстурой мощностью 11,1 м; переслаивание суглинка и льда, толщина слоёв льда 5–7 см, суглинка — 10–12 см; лёд слоистый мощностью 14,3 м, отмечено переслаивание мутного, прозрачного и молочно-белого льда. В нижних 7 м встречены: прослой суглинка толщиной 2–3 см; суглинок серый плотный, мощность слоя 5 м с прослоями льда толщиной 5–8 см.

О возрасте булгунняха можно судить по радиоуглеродному датированию перекрывающе-

го бугор торфа в его центральной части и вблизи подножия на пьедестале. В центральной части булгуннях датированы: поверхностный торф, возраст 2560 ± 70 лет; торф с глубины 0,3–0,4 м – 5220 ± 50 лет; торф с глубины 0,85–0,9 м – 5080 ± 50 лет. На периферии бугра торф с глубины 0,05–0,15 м имеет возраст 5400 ± 40 лет. Таким образом, пучение происходило в два этапа: на первом этапе оно началось по периферии бугра около 5000 лет назад, а на втором этапе пучение активизировалось около 2500 лет назад в центральной части булгуннях. Скорость подъёма поверхности булгуннях была достаточно высока и достигала 2–3 см/год, что привело к формированию крупного бугра [12].

В массивном льду ядра булгуннях и из шлиров перекрывающих и подстилающих отложений отобраны образцы льда с шагом 0,2–0,6 м, в которых измерен изотопный состав кислорода и водорода в изотопной лаборатории географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова на масс-спектрометре Delta-V со стандартной опцией газ-бенч. Для калибровки измерений использовались международные стандарты V-SMOW, GISP, SLAP. Точность измерений составила 0,1‰ по $\delta^{18}\text{O}$ и 1‰ по $\delta^2\text{H}$.

Пинго Уэзер. Пинго Уэзер расположен в осушенной озёрной котловине вблизи залива Прудо ($70^\circ 16'$ с.ш., $148^\circ 34'$ з.д.), в зоне непрерывного распространения многолетнемёрзлых пород на Аляске. Он достигает в высоту 6 м и имеет диаметр 100 м. Весной 1982 г. выполнено описание и бурение ледяного ядра [9]. При бурении использовался модифицированный бур SIPRE диаметром 8 см. Пинго Уэзер – это пинго замкнутой системы, расположен в дренированном бассейне озера вблизи р. Путулигаюк, его высота, как уже отмечалось, 6 м. Скважина, которая была забурена в центре пинго, достигла глубины около 13 м и прошла через центральное ледяное ядро к нижележащим мёрзлым гравийным пескам. При бурении измерена температура на дне скважины, которая составила $-8,7^\circ\text{C}$. Размеры отдельных линз льда колебались от 0,3 до 0,6 м. Секции отобранного керна были плотно упакованы, запечатаны в пластиковые трубы и хранились в холодильной камере при температуре -30°C на объекте CRREL-Nanover. В мае 2010 г. керны разделили на образцы. Отмечено, что в ядре не произошло никаких изменений после почти трёх

десятилетий хранения, при разделении на образцы физические свойства льда также не изменились – ни форма кристаллов льда, ни длина, ни диаметр и ориентация воздушных пузырьков [9].

Пинго-20. Согласно Дж.Р. Маккаю [5], пинго-20, как и большинство этих образований на п-ове Тактоятак, относится к пинго с гидростатической (замкнутой) системой, которые растут на дне осушающихся термокарстовых озёр. Отмечено, что 90% льда в пинго-20 – почти чистый инъекционный лёд, образовавшийся при промерзании подземной линзы воды. В ледяном ядре пинго-20 подсчитано 30 парных слоёв льда общей мощностью около 6 м. Это, по предположению Дж.Р. Маккая, позволяет считать, что на момент исследования данного пинго в 1989 г. его возраст был не менее 30 лет. Отмечено, что по мере роста пинго, т.е. увеличения мощности ледяного ядра, толщина ежегодных слоёв льда снижалась с 25–30 см на начальных этапах роста до 5–15 см в последние годы [5].

Лёд пинго перекрыт оторфованными озёрными илами и глинами мощностью 3 м, контакт между льдом пинго и вмещающими озёрными отложениями – ступенчатый ввиду близко расположенных достаточно мощных ледяных линз. В большинстве случаев контактная зона между льдонасыщенными озёрными отложениями и льдом пинго составляла не более 10 см в ширину. Ледяное ядро пинго – это чистый инъекционный лёд, сформированный при замерзании постоянно поступающей воды [5]. Слои инъекционного льда имеют между собой чёткую границу по цвету и содержанию пузырьков воздуха.

Подходы к интерпретации изотопного состава ледяных ядер булгунняхов

При интерпретации изотопного состава льда обычно строится парная диаграмма $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$ для установления источника влаги и соотнесения полученных значений с глобальной линией метеорных вод [14] или локальной линией метеорных вод, характеризующей атмосферные воды конкретного района. Важный параметр для установления процессов льдообразования – дейтериевый эксцесс d_{exc} . В. Дансгор [15] предложил использовать дейтериевый эксцесс $d_{\text{exc}} = \delta^2\text{H} - 8\delta^{18}\text{O}$ в качестве дополнительного параметра неравно-

весности в процессе формирования атмосферных осадков как в источнике пара, так и при конденсации осадков. Использование d_{exc} правомерно для всех процессов, происходящих с атмосферной влагой, и рассчитывается исходя из уравнения линии метеорных вод $\delta^2\text{H} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$ [14]. Графически линия метеорных вод выражается прямой с наклоном 8, который определяется коэффициентами фракционирования $S = \ln\alpha_D / \ln\alpha_{18\text{O}} \approx 8$, где α – коэффициенты фракционирования в системе пар–жидкость.

В процессе формирования льда значения $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ определяются величинами коэффициентов фракционирования в системе жидкость–лёд; использование коэффициентов $\alpha_{\text{лёд–жидкость}}$ [16] даёт наклон $S = \ln\alpha_D / \ln\alpha_{18\text{O}}$ от 6,18 до 7,3. Меньший наклон этой линии относительно линии метеорных вод будет означать, что расчётные величины дейтериевого эксцесса будут ниже для первых порций льда и выше для последних.

Д. Ласелл предложил использовать отношение величины d_{exc} к $\delta^2\text{H}$ для определения происхождения льда: отсутствие корреляции указывает на замерзание вод в открытой системе (имеется в виду образование льда из большого резервуара воды с хорошим перемешиванием), а отрицательная корреляция указывает на льдообразование рэлеевского типа [17], т.е. на закрытую систему (образование льда из ограниченного объёма воды, который постепенно весь переходит в лёд). Если вода замерзает в условиях закрытой системы, т.е. замерзает ограниченный объём воды без водообмена с другим источником, то переход воды в лёд протекает согласно модели Релея с выраженным изотопным истощением. Первая порция льда изотопно будет наиболее тяжёлой, остающиеся порции воды будут последовательно изотопно облегчаться, как и последующие порции льда.

Авторы рассчитали изотопное фракционирование при льдообразовании с шагом 10% от объёма воды при расчёте рэлеевского процесса (т.е. истощения в закрытой системе) перехода воды в лёд. Для моделирования изотопного распределения при льдообразовании в закрытой системе необходимо принять несколько допущений: 1) мы полагаем, что лёд, изотопные характеристики которого меняются с глубиной, т.е. значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ уменьшаются, а величина дейтериевого эксцесса растёт, был образован

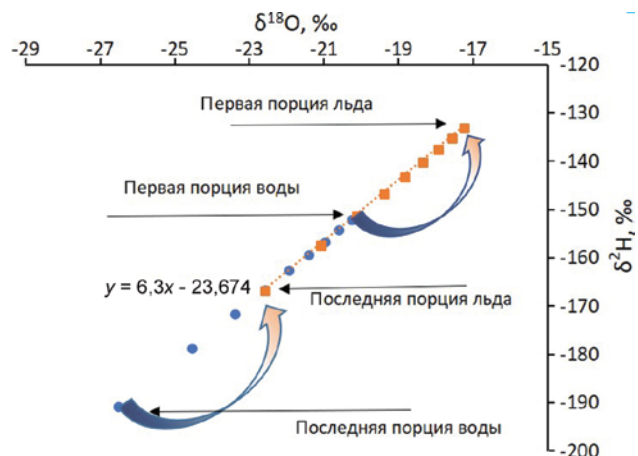


Рис. 1. Принципиальная схема динамики значений $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ воды и льда при переходе воды в лёд в условиях закрытой системы, полученная расчётным путём (уравнение 1), для начального изотопного состава воды $\delta^2\text{H} = -150$ и $\delta^{18}\text{O} = -20\text{‰}$

Fig. 1. Simulation of isotopic evolution of water and ice during freezing using a Rayleigh-like distillation (equation 1). The water has an initial $\delta^{18}\text{O}$ composition of -20‰ and $\delta^2\text{H}$ of -150‰

в закрытой системе; 2) мы принимаем за начальный состав воды, из которой формировался лёд, среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ всего льда, образованного в закрытой системе.

Авторы рассчитали модель изотопного истощения воды от $f = 0,9$ до $f = 0,1$, где f – порции остающейся воды в долях единицы (рис. 1), с применением постоянного максимального коэффициента фракционирования при медленном льдообразовании $\alpha_0 = 1,00291\alpha_D = 1,0212$ [16] согласно уравнению

$$\delta_{iw} = (\delta_{0w} + 1000)f^{(\alpha-1)} - 1000, \quad (1)$$

где δ_{0w} – значения $\delta^{18}\text{O}$ (или $\delta^2\text{H}$) начальной воды; δ_{iw} – значения $\delta^{18}\text{O}$ (или $\delta^2\text{H}$) остающейся воды после образования льда; f – порции остающейся воды, доли ед.; α – коэффициент фракционирования.

Применение максимального коэффициента фракционирования обусловлено необходимостью рассмотреть наиболее широкий диапазон возможных значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$, поскольку при медленном льдообразовании коэффициенты фракционирования близки к максимальным величинам [18]. Расчёт значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ порций льда на каждом шаге выполнен с помощью балансовых уравнений с тем условием,

что общий состав всей воды и всего льда должен равняться начальным значениям воды δ_{0w} при начальном объёме воды $f = 1$.

Если, как уже отмечалось, изотопное фракционирование происходит при изотопном сдвиге между водой и льдом на втором и предпоследнем шаге процесса льдообразования, то на втором шаге объём воды уменьшается с 90 до 80% первоначального объёма, а льдообразование рассчитано с шагом 10% объёма воды. Тогда на предпоследнем шаге объём воды сокращается с 20 до 10%, т.е. почти вдвое, а на втором — чуть более чем на 1/10. При этом изотопные коэффициенты разделения (из-за того, что промерзание моделируется при одном значении α) и на втором, и на предпоследнем шаге одинаковы, т.е. лёд становится тяжелее воды всегда на 2,9‰. Следовательно, на предпоследнем шаге оставшаяся вода облегчится существенно сильнее, чем на втором шаге при изъятии одинакового объёма изотопно обогащённого (относительно воды) льда. Поэтому сдвиг значений (скачок) между двумя соседними порциями как воды, так и льда на последних этапах формирования в закрытой системе заметно больше, чем сдвиг на первых порциях.

Эта же закономерность характерна и для стадийного формирования льда пинго, т.е. последние соседние порции льда должны быть изотопно более контрастны, чем соседние порции льда, сформировавшегося вначале. Таким образом, контрастность значений $\delta^{18}\text{O}$ или $\delta^2\text{H}$ в разных частях ледяного тела может служить дополнительным маркером для установления льдообразования в закрытой системе, а также направления промерзания и льдовыделения. Отметим, что данный критерий можно использовать только при детальном отборе образцов и получении изотопной записи без пропусков. В природе при формировании льда ледяного ядра пинго важно и то, что скорость образования льда может меняться с глубиной, а от скорости зависит величина коэффициента фракционирования, что приводит к разному отклонению значений $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ во льду от значений начальной воды, из которой образуется лёд. В работе [18] показано, что при минимальных скоростях льдообразования коэффициенты фракционирования максимальны, а при быстром образовании льда, наоборот, коэффициенты очень малы.

Результаты и дискуссия

Булгуннях Песцовое. Авторами повторно проинтерпретированы вариации значений $\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$ и d_{exc} в ледяном ядре булгуннях Песцовое на юге Тазовского полуострова, вскрытом бурением, на глубинах от 12 до 30 м [3, 4]. На основании различий в поведении величин $\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$ и d_{exc} на разных глубинах выделены [3] три секции ледяного ядра, каждую из которых можно рассматривать отдельно (рис. 2, а).

На глубинах от 12 до 15 м (секция 1) значения $\delta^{18}\text{O}$ плавно повышаются от $-13,0$ до $-11,6$ ‰ и $\delta^2\text{H}$ от $-106,5$ до $-97,9$ ‰, величина d_{exc} составляет от 3,5 до $-5,12$ ‰ с неявным трендом к уменьшению значений с глубиной (см. рис. 2, а). На глубинах от 16 до 25 м (секция 2) значения $\delta^{18}\text{O}$ начинают уменьшаться с $-12,05$ до $-15,8$ ‰ и $\delta^2\text{H}$ с $-95,3$ до -120 ‰, а величина d_{exc} наоборот растёт и переходит из области отрицательных значений к $+6,9$ ‰. В нижней части ядра на глубине от 26 до 30 м (секция 3) значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ незначительно увеличиваются с -15 до -14 ‰ и с -120 до -111 ‰ соответственно. Судя по соотношению $\delta^2\text{H}-d_{\text{exc}}$, льдообразование в секциях 1 и 3 проходило в условиях открытой системы, т.е. при свободном доступе влаги и водообмене в источнике влаги (таблица), о чём свидетельствуют слабая корреляция $\delta^2\text{H}-d_{\text{exc}}$ и низкий коэффициент R^2 .

На диаграмме $\delta^{18}\text{O}-\delta^2\text{H}$ фигуративные точки льда всех трёх секций располагаются в области более высоких значений, чем региональные атмосферные воды (см. рис. 2, б). Начальный изотопный состав кислорода и водорода воды, из которой образуется лёд, обычно устанавливается по точке пересечения линейного тренда по образцам льда с линией метеорных вод [19]. В нашем случае линейный тренд по образцам секции 2 отражает льдообразование в закрытой системе, что в свою очередь следует из выраженной динамики значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ с глубиной, а точка пересечения линейного тренда по образцам секции 2 с линией метеорных вод даёт завышенные значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ начальной влаги. Линия, которая наиболее близко аппроксимирует все образцы по ледяному ядру, пересекается в точке, близкой по значению к современным среднегодовым значениям $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ атмосферных осадков региона, и отражает сразу два про-

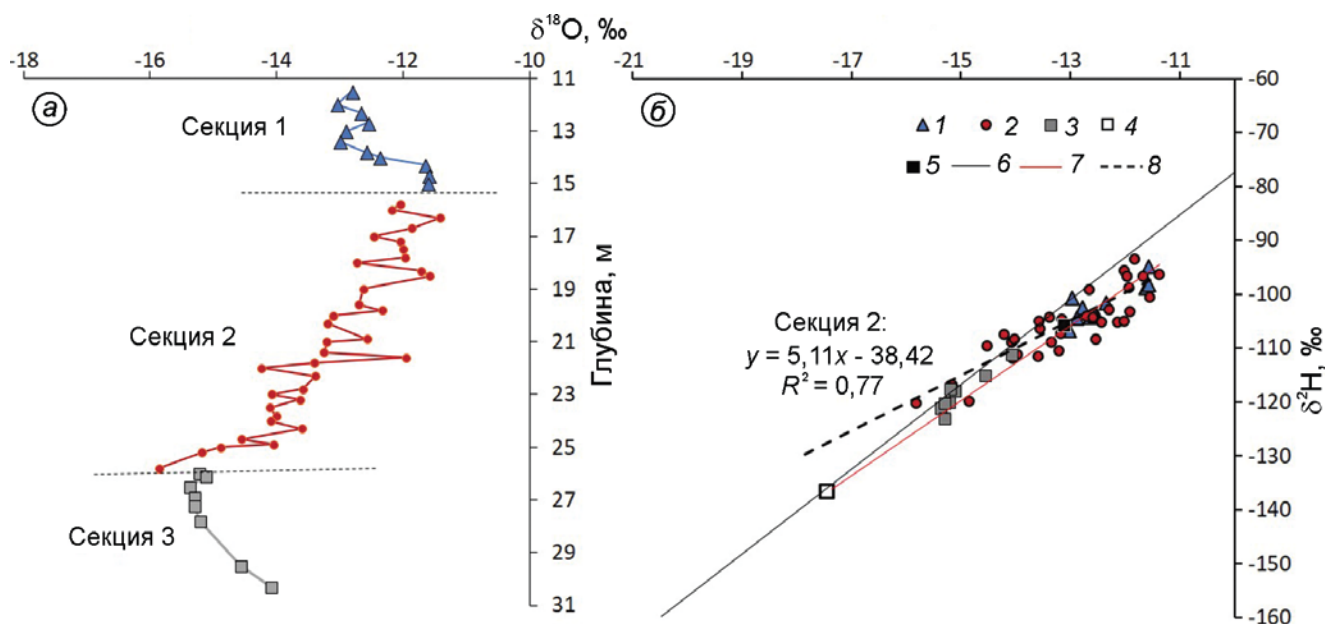


Рис. 2. Распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ по глубине в ледяном ядре булгунняха Песцовое (а – по [2]) и соотношение $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$ (б).

Секции льда по глубине выделены на основании тренда значений $\delta^{18}\text{O}$. 1 – лёд секции 1; 2 – лёд секции 2; 3 – лёд секции 3; 4 – осреднённые значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ для атмосферных вод района; 5 – среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ для льда секции 2; 6 – локальная линия метеорных вод; 7 – линейная экстраполяция значений по льду на изотопный состав современных осадков; 8 – линейный тренд значений льда секции 2

Fig. 2. The $\delta^{18}\text{O}$ profile of Pestsovoye ice core (а – according to [2]) and co-isotope diagram of the ice (б).

The ice core sections are shown by black broken lines. 1 – section 1; 2 – section 2; 3 – section 3; 4 – averaged values of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ for precipitation in the area; 5 – average $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ for ice in section 2; 6 – local meteoric water line; 7 – linear extrapolation of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ values of ice to the isotopic composition of modern precipitation; 8 – linear trend for section 2

цесса – изотопное фракционирование при льдообразовании и изотопное фракционирование при испарении воды.

Для метеостанции г. Салехард среднегодовые значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ составляют $-17,5$ и $-136,2\text{‰}$ соответственно (база данных GNIP, ГМС г. Салехард, с января 1996 г. по декабрь 2000 г. [20]); значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ по Салехарду можно принять в качестве локальной линии метеорных вод. Линия, соединяющая среднегодовые значения для осадков и все значения по льду булгунняха (красная тонкая линия на рис. 2, б), выражается уравнением $\delta^2\text{H} = 7,0 \delta^{18}\text{O} - 13,2$ и свидетельствует о процессах испарения воды – источника влаги, протекавшими в водоёме до начала образования булгунняха. То, что точка среднего изотопного состава льда секции 2 смещена относительно локальной линии метеорных вод вправо, показывает, что вода, из которой образовался лёд секции 2, испарилась до начала льдообразования. Для секции 2, несмотря на низкий коэффициент линейной аппроксимации

R^2 , заметно некоторое увеличение значений d_{exc} при уменьшении значений $\delta^2\text{H}$ (слабовыраженная обратная корреляция). Мы полагаем, что этот лёд был сформирован в условиях закрытой системы. Об этом же свидетельствует контрастность значений $\delta^{18}\text{O}$ в верхней и нижней частях льда секции 2: в верхних двух метрах (глубина 15,8–18,5 м) разброс значений составил 1,32‰, в нижних (глубины с 23,8 до 25,8 м) – 2,25‰. Это показывает, что промерзание шло сверху вниз и в нижней части льда секции 2 находится лёд последних порций, сформированных в условиях закрытой системы.

Фигуративные точки льда секции 3 на рис. 2, б расположены ближе к точке атмосферных вод, что мы интерпретируем как лёд, сформированный из менее испаренной воды, следовательно, это – первый образовавшийся лёд в ядре булгунняха. Поскольку данный лёд находится в самой глубокой части изученного ледяного ядра, можно предположить, что он образовался при промерзании снизу вверх на нижней

Изотопные соотношения $\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O}$ и d_{exc} – $\delta^2\text{H}$ ледяных ядер булгунняхов (пинго)

Изученные булгунняхи (пинго)	Глубина/секция	Соотношение $\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O}$ во льду	R^2	Соотношение d_{exc} – $\delta^2\text{H}$ во льду	R^2	Источник цитирования
Булгуннях Песцовое, Тазовский п-ов	11,5–15,0/1	$\delta^2\text{H} = 5,28\delta^{18}\text{O} - 36,82$	0,71	$d_{\text{exc}} = -0,1\delta^2\text{H} - 12,5$	0,02	Ю.К. Васильчук и др. [12]
	15,8–25,8/2	$\delta^2\text{H} = 5,18\delta^{18}\text{O} - 38,42$	0,77	$d_{\text{exc}} = -0,21\delta^2\text{H} - 22,9$	0,09	
	26,0–30,3/3	$\delta^2\text{H} = 7,65\delta^{18}\text{O} - 3,1$	0,86	$d_{\text{exc}} = 0,09\delta^2\text{H} + 12,9$	0,06	
Пинго-20, Канада	–	$\delta^2\text{H} = 6,88\delta^{18}\text{O} - 29,89$	0,97	$d_{\text{exc}} = -0,14\delta^2\text{H} - 29,8$	0,38	J.R. Mackay [4]
Пинго Монгот, Монголия	1,4–6,0/1	$\delta^2\text{H} = 6,01\delta^{18}\text{O} - 23,85$	0,91	$d_{\text{exc}} = -0,21\delta^2\text{H} - 18,1$	0,23	K. Yoshikawa et al. [8]
	6,1–16,3/2	$\delta^2\text{H} = 4,88\delta^{18}\text{O} - 40,59$	0,86	$d_{\text{exc}} = -0,43\delta^2\text{H} - 40,7$	0,36	
	16,4–24,0/3	$\delta^2\text{H} = 7,88\delta^{18}\text{O} - 3,98$	0,72	$d_{\text{exc}} = 0,26\delta^2\text{H} + 28,3$	0,25	
	24,03–32,5/4	$\delta^2\text{H} = 5,85\delta^{18}\text{O} - 33,82$	0,90	$d_{\text{exc}} = -0,23\delta^2\text{H} - 30,0$	0,23	
Пинго Аршан, Северная Монголия	1,5–5,0/1	$\delta^2\text{H} = 9,25\delta^{18}\text{O} + 31,8$	0,52	$d_{\text{exc}} = 0,55\delta^2\text{H} + 78,9$	0,62	M. Ishikawa, J. Yamkhin [10]
	5,5–9,5/2	$\delta^2\text{H} = 2,13\delta^{18}\text{O} - 87,1$	0,23	$d_{\text{exc}} = 0,15\delta^2\text{H} + 25,3$	0	
	10–13/3	$\delta^2\text{H} = 7,42\delta^{18}\text{O} - 1,41$	0,84	$d_{\text{exc}} = 0,1\delta^2\text{H} + 19,9$	0,06	
	13,5–22/4	$\delta^2\text{H} = 5,84\delta^{18}\text{O} - 25$	0,94	$d_{\text{exc}} = -0,29\delta^2\text{H} - 25,2$	0,46	
	22,5–35/5	$\delta^2\text{H} = 4,84\delta^{18}\text{O} - 43,9$	0,8	$d_{\text{exc}} = -0,32\delta^2\text{H} - 31,3$	0,19	
Пинго Уэзер, Аляска	1–2,2/1	$\delta^2\text{H} = 6,63\delta^{18}\text{O} - 31,7$	0,93	$d_{\text{exc}} = -0,12\delta^2\text{H} - 26$	0,13	K. Yoshikawa et al. [8]
	2,3–8,2/2	$\delta^2\text{H} = 1,7\delta^{18}\text{O} - 111,6$	0,2	$d_{\text{exc}} = 0,04\delta^2\text{H} - 2,9$	0,004	
	8,35–12,75/3	$\delta^2\text{H} = 5,63\delta^{18}\text{O} - 45,5$	0,93	$d_{\text{exc}} = -0,33\delta^2\text{H} - 50,2$	0,45	

границе таликовой зоны. Возможность образования пластового льда при промерзании подо-зёрного талика снизу рассмотрена в работе [21]. Изотопные значения льда секции 1 находятся на линии испарения дальше от изотопного состава атмосферных вод (смещение вдоль линии испарения в область более высоких значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$), и, следовательно, этот лёд сформирован из значительно более испарённой воды, т.е. воды, которая подвергалась дальнейшему испарению. Это означает, что лёд секции 1 сформировался, во-первых, после льда секции 3 и, во-вторых, после того, как озёрная вода испарилась и озеро было осушено (или спущено).

Лёд секции 2, по мнению авторов, был сформирован в условиях закрытой системы. Мы принимаем за начальный состав воды, из которой формировался лёд, среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ всего льда секции 2 ядра булгунняха Песцовое. Это – осреднённое значение $\delta^{18}\text{O} = -13,5$ и $\delta^2\text{H} = -106,5\text{‰}$, относительно которого можно рассчитать изменение значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ в разных слоях льда ядра бугра от первой порции льда к последней согласно рэлеевскому исчерпанию в закрытой системе с шагом $f = 0,1$ (рис. 3, а).

На первом шаге из общего объёма воды (начальной точки) образуется 10% льда (f льда равен 0,1) со значениями $\delta^{18}\text{O} = -10,78$ и $\delta^2\text{H} = -88,5\text{‰}$, f оставшейся воды равен 0,9

($\delta^{18}\text{O} = -13,80$ и $\delta^2\text{H} = -108,5\text{‰}$). Дальнейшее формирование льда приводит к последовательному выделению более тяжёлого льда, чем вода, из которой он формировался, что приводит к изотопному облегчению остающейся воды, т.е. новые порции льда изотопно легче выделившихся ранее. Согласно расчёту на последнем шаге, когда f воды составлял 0,1, формирующийся из неё лёд имеет значения $\delta^{18}\text{O} = -16,13$ и $\delta^2\text{H} = -123,9\text{‰}$. Мы сравнили полученные реальные значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ по льду секции 2 с расчётными (см. рис. 3, б). На начальных этапах формирования льда лёд секции 2 не достигает расчётных значений (согласно расчёту, значение $\delta^{18}\text{O}$ первой порции льда должно быть $-10,78$, а опробованный лёд верхней части секции 2 имеет значение $\delta^{18}\text{O}$ от $-11,42$ до $-12,05\text{‰}$). Можно предположить, что коэффициенты фракционирования были невысокими, а, следовательно, скорость промерзания была высокой. В последних слоях льда ледяного ядра секции 2 (т.е. льда, сформировавшегося последним) значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ приближаются к расчётным изотопным значениям последней фракции с точностью до 0,55‰ по $\delta^{18}\text{O}$ и 4‰ по $\delta^2\text{H}$, что видно на рис. 3, б – фигуративная точка, представляющая лёд секции 2, находится рядом с расчётным значением последней порции льда. Вероятно, что последние порции льда в ядре булгунняха фактически формировались с высокими

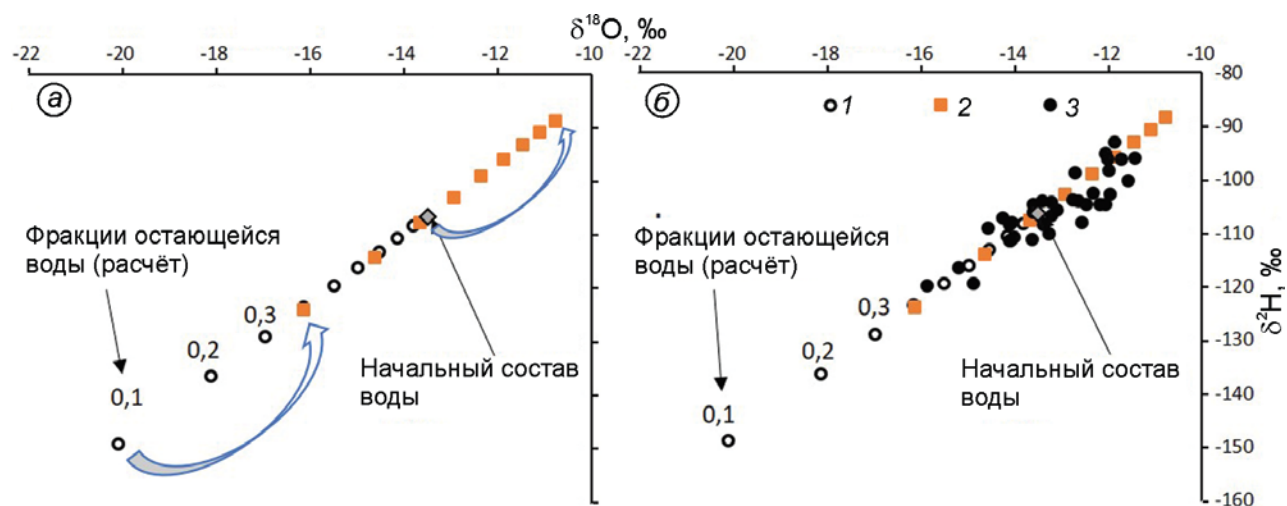


Рис. 3. Распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ при формировании ледяного ядра булгуннях Песцовое, рассчитанное для условий промерзания в закрытой системе воды с начальным составом $\delta^{18}\text{O} = -13,5$ и $\delta^2\text{H} = -106,5\text{‰}$ (а) и положение фигуративных точек льда секции 2 булгуннях Песцовое относительно выполненного расчёта:

1 – изотопный состав воды – расчёт; 2 – изотопный состав льда – расчёт; 3 – изотопный состав льда булгуннях Песцовое
Fig. 3. Simulation of isotopic evolution of ice Pingo Pestsovoye during freezing using a Rayleigh-like distillation for initial water $\delta^{18}\text{O} = -13.5$ and $\delta^2\text{H} = -106.5\text{‰}$ (a) and distribution of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ values of ice Section 2 relative to the simulation (b):
 1 – isotopic composition of water – calculation; 2 – isotopic composition of ice – calculation; 3 – isotope composition of Pingo Pestsovoye ice core

коэффициентами фракционирования, которые характерны для низких скоростей льдообразования. Это также означает, что вся влага из зоны закрытого талика перешла в лёд. Принципиальная схема формирования булгуннях Песцовое, по нашему мнению, такова.

1. В озёрной котловине с глубокой таликовой зоной начинает меняться изотопный состав воды от -17‰ по $\delta^{18}\text{O}$ до -15‰ в результате испарения (рис. 4).

2. Глубина озера снижается, в результате уменьшается глубина таликовой зоны и снизу начинается промерзание. Внутри талика происходит водообмен с поверхностью, значение $\delta^{18}\text{O}$ в линзе воды талика приблизительно равно -15‰ , и на нижней границе талика формируется слой льда ($-14 \div -15$) в условиях открытой системы, т.е. небольшой объём льда по сравнению с водной линзой талика (секция 3).

3. Дальнейшее испарение воды озера приводит к изотопному утяжелению воды вплоть до значений $\delta^{18}\text{O}$ около -13‰ , внутри талика существует свободный водообмен с озером.

4. Спуск озера, быстрое промерзание сверху формирует слой льда (на глубину 15 м) со значе-

нием $\delta^{18}\text{O}$ приблизительно -12‰ всё ещё в условиях открытой системы (лёд секции 1).

5. Водная линза оказывается закрытой снизу и сверху мёрзлыми грунтами, дальнейшее её промерзание сверху вниз приводит к формированию льда секции 2 в условиях закрытой системы.

То, что при обмелении озёрной котловины сначала произошло образование льда на нижней границе таликовой зоны, могло выразиться в площадном пучении, сформировавшем неровности рельефа, которое, по результатам радиоуглеродного датирования, было первой стадией пучения около 5000 лет назад.

Пинго Уэзер, район Прадо Бэй на Аляске. Как физические свойства льда, так и изотопная стратиграфия ледяного ядра указывают на то, что образование льда и рост пинго Уэзер происходили при неодинаковых гидрологических условиях [9]. Верхние горизонты льда на глубинах от 1 до 2,2 м (секция 1) характеризуются повышением значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ от -19 до $-16,3$ и от $-157,5$ до $-141,5\text{‰}$ соответственно, величина d_{exc} уменьшается с глубиной с -5 до -11‰ (рис. 5, а). Корреляция d_{exc} с $\delta^2\text{H}$ выражена слабо (см. таблицу), что можно интерпретировать как льдообразование в

полузакрытой системе. К. Йошикава интерпретирует эти значения как результат быстрого промерзания воды в донных отложениях озера сразу после его осушения, на что указывают высокоамплитудные колебания значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$.

Ниже, на глубине от 2,3 до 8,2 м (секция 2), значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ изменяются в диапазоне от $-15,5$ до $-17,27\text{‰}$ и от $-134,6$ до $-143,0\text{‰}$ соответственно, значения d_{exc} варьируют от $-0,7$ до $-15,9\text{‰}$. Соотношение d_{exc} с $\delta^2\text{H}$ свидетельствует в пользу льдообразования в условиях открытой системы.

В нижней части ядра пинго отмечено снижение значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$, особенно отчётливо проявленное на глубине 11,8 м (см. рис. 5, а). Вместе с тем установлено увеличение значений d_{exc} с глубиной (на глубинах 11,8–13 м значения d_{exc} резко переходят в область положительных значений). Нижняя часть льда характеризуется наклоном линии регрессии $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$ равным 5,6, что ниже, чем для локальных метеорных вод. Выражена обратная корреляция d_{exc} с $\delta^2\text{H}$ ($-0,33$, $r^2 = 0,45$, см. таблицу), что указывает на рэлеевский процесс – образование льда в закрытой системе. К. Йошикава считает, что на начальной стадии промерзания и формирования верхней части ледяного ядра пинго вода из талых отложений под дном бывшего озера свободно поступала к фронту промерзания. Продолжающееся промерзание озёрного бассейна привело к последовательному уменьшению объёма талика, а выдавливание избыточной влаги создало гидростатическое давление, и льдообразование протекало в условиях закрытой системы.

Контрастность значений $\delta^{18}\text{O}$ в верхней части льда секции 3 (глубина 8,35–9,9 м) составила $1,81\text{‰}$, а в нижней (глубина 11,25–12,75 м) – $2,9\text{‰}$, что подтверждает промерзание сверху вниз замкнутого талика и формирование льда в закрытой системе. Пинго Уэзер образовывался из воды осушающегося (или отступающего) озера, вода в котором испарилась. Это заметно на диаграмме $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$ при пролонгации линейного тренда по всем образцам льда до пересечения с линией метеорных вод. Точка пересечения отражает начальный состав воды, из которой образовывался лёд, и практически совпадает с точкой современных осадков региона (см. рис. 5, б). Изотопные характеристики атмосферных осадков

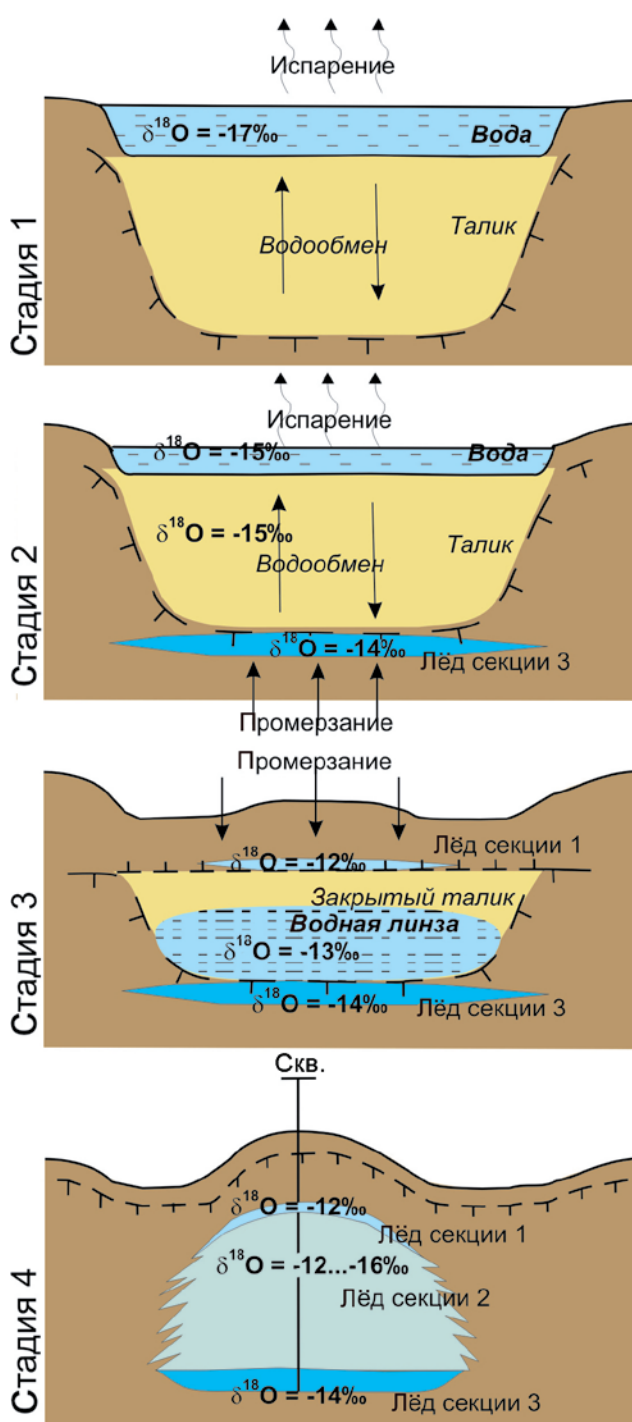


Рис. 4. Схема формирования ледяного ядра булгуных Песцовое

Fig. 4. Scheme of pingo Pestsovoye ice formation

региона получены по осреднению значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ полного годового цикла наблюдений на станциях в Инувике и Мыс Барроу, так как залив Прудо находится между этими станциями. Эта линия, соединяющая фигуративные

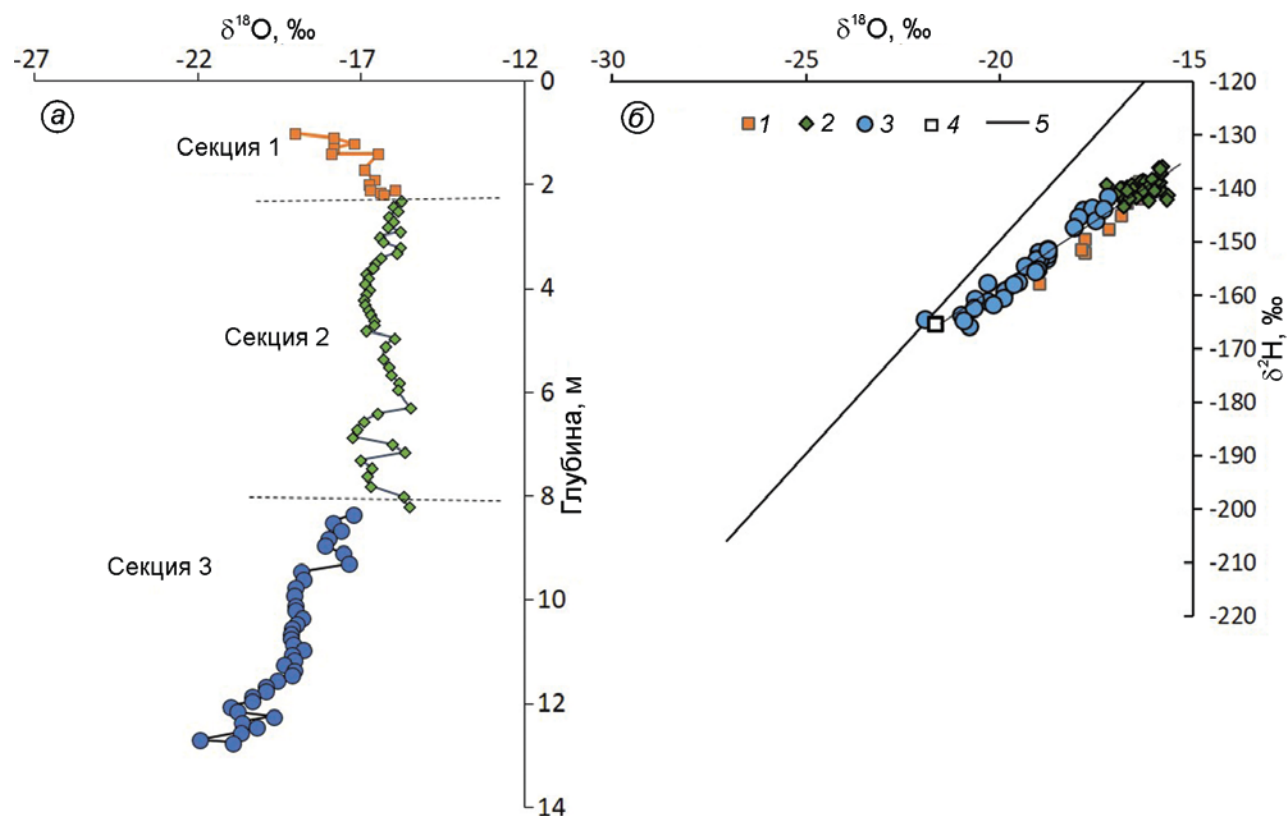


Рис. 5. Распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ по глубине в ледяном ядре пинго Уэзер (а — по [8]) и соотношение $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$ (б):

1 — лёд секции 1; 2 — лёд секции 2; 3 — лёд секции 3; 4 — осреднённые значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ для атмосферных вод района; 5 — глобальная линия метеорных вод

Fig. 5. The $\delta^{18}\text{O}$ profile of Pingo Weather ice core (а — according to [8]) and co-isotope diagram of the ice (б):

1 — ice of section 1; 2 — ice of section 2; 3 — ice of section 3; 4 — the averaged values of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ for the precipitation in the region; 5 — global meteoric water line

точки льда и атмосферные осадки, характеризуется уравнением $\delta^2\text{H} = 6,55\delta^{18}\text{O} - 29$ и отражает процессы испарения воды — источника влаги — ещё до начала льдообразования.

Авторы рассчитали изотопное истощение в условиях закрытой системы, которое должно было бы произойти при формировании льда из начальной воды с изотопным составом $\delta^{18}\text{O} = -18,8$ и $\delta^2\text{H} = -150,4$ ‰ (рис. 6, а). За начальный состав воды принята средняя величина в диапазоне значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ во льду ледяного ядра пинго (соответственно от $-15,69$ до $-21,96$ ‰ и от $-135,48$ до $-165,26$ ‰). Особенности изотопного состава льда данного пинго состоят в том, что, во-первых, весь лёд (всех трёх секций) скорее всего был сформирован из одной воды, состав которой относительно мало менялся во время роста бугра, и, во-вторых, значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ льда секции 2 формируют линию с

меньшим наклоном, что следует из расчёта льдообразования как в открытой, так и закрытой системе (см. рис. 6, б). Это может быть связано с тем, что лёд секции 2 формировался при резком замедлении скорости льдообразования, а данных экспериментальных наблюдений за величиной α для ^{18}O и ^2H на границе жидкость—лёд явно недостаточно для установления взаимосвязи этих коэффициентов при разных скоростях и этот вопрос требует дальнейшего изучения.

Верхняя секция 1 и секция 2 льда формировались при хорошем водообмене, т.е. в открытой системе со свободным доступом воды. Судя по положению фигуративных точек на диаграмме рис. 5, лёд секции 2 формировался с максимальными коэффициентами фракционирования ($\epsilon_{\text{начал.вода—лёд}} = 2,86$ ‰ для $\delta^{18}\text{O}$). Это означает, что скорость промерзания была низкой. Лёд секции 1, напротив, формировался при быстрых

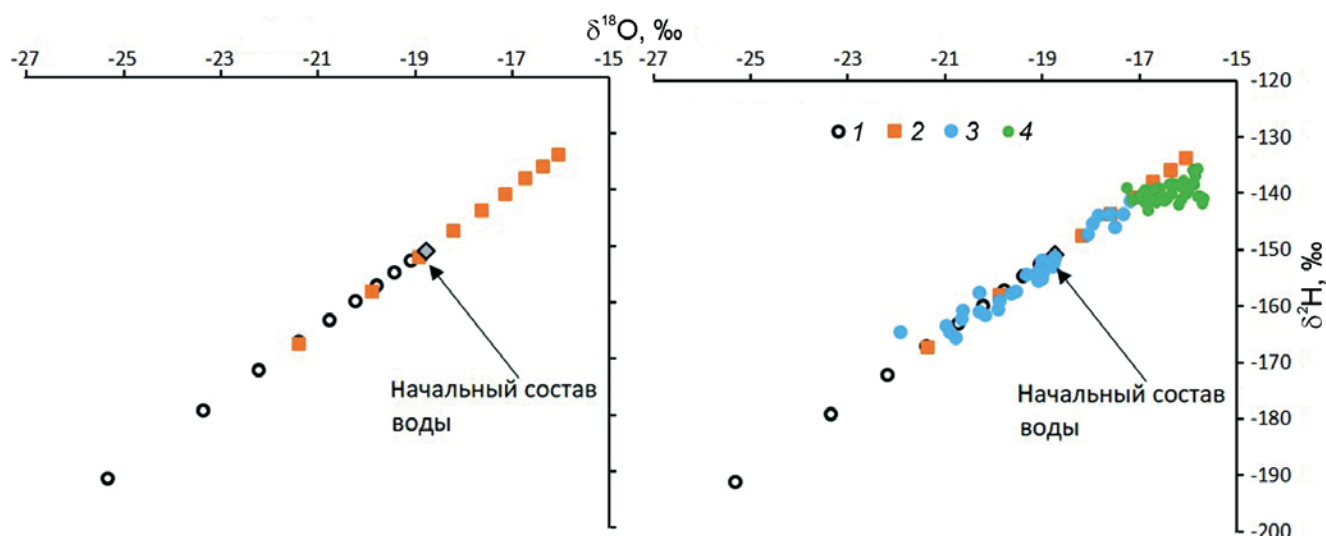


Рис. 6. Распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ при формировании ледяного ядра пинго Уэзер, рассчитанное для условий промерзания в закрытой системе воды с начальным составом $\delta^{18}\text{O} = -18,8$ и $\delta^2\text{H} = -150,4\text{‰}$ (а), и положение фигуративных точек льда секции 3 пинго Уэзер относительно выполненного расчёта (б):

1 – изотопный состав воды – расчёт; 2 – изотопный состав льда – расчёт; 3 – изотопный состав льда секции 3 пинго Уэзер; 4 – изотопный состав льда секции 1 пинго Уэзер

Fig. 6. Simulation of isotopic evolution of ice Pingo Weather during freezing using a Rayleigh-like distillation for initial water $\delta^{18}\text{O} = -18.8$ and $\delta^2\text{H} = -150.4\text{‰}$ (a), and distribution of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ values of ice Section 3 relative to the simulation (b):

1 – isotopic composition of water – calculation; 2 – isotopic composition of ice – calculation; 3 – isotope composition of ice Section 3; 4 – isotope composition of ice Section 1

скоростях промерзания, о чём свидетельствуют небольшие сдвиги значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ относительно состава исходной воды. Самый верхний образец льда секции 1 (глубина 1 м) имеет значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ ($-19,02$ и $-157,49\text{‰}$ соответственно) ниже, чем состав исходной воды, что, скорее всего, следствие добавления с поверхности атмосферных вод в эту зону промерзания. Принципиальная схема формирования пинго Уэзер, по нашему мнению, такова.

1. В озёрной котловине с глубокой таликовой зоной изотопный состав озёрной воды составляет около $-18,8\text{‰}$ по $\delta^{18}\text{O}$ и $-150,4\text{‰}$ по $\delta^2\text{H}$ – это вода, изотопно трансформированная процессами испарения.

2. Озеро уменьшается или осушается с одной стороны, вследствие чего на участке слабой обводнённости быстро формируется линза льда (всплывающий бугор) – это лёд секции 1.

3. Начинается промерзание сверху этого увлажнённого талика уже с небольшими скоростями льдообразования, и формируется лёд секции 2, при этом в талике либо существует водообмен с озёрной водой, либо содержание воды в талике очень большое, поэтому лёд формиру-

ется в условиях открытой системы (изотопное истощение не выражено).

4. Дальнейшее отступление озера приводит к тому, что граница озёрного талика отступает вместе с озером, а в бывшем талике начинается промерзание в условиях закрытой системы. Водная линза оказывается закрытой снизу и сверху мёрзлыми грунтами, дальнейшее промерзание которых сверху вниз приводит к формированию льда секции 3 в условиях закрытой системы.

Пинго-20. Один из наиболее убедительных примеров формирования льда в закрытой системе – лёд ядра пинго-20, расположенного в 80 км к северо-востоку от Тактоятка, Канада [5]. Изотопный состав кислорода и водорода льда пинго-20 постепенно облегчался от второго к 25-му году (с глубины 0,5 до 6 м): значения $\delta^{18}\text{O}$ изменялись от $-19,9$ до $-22,4\text{‰}$, $\delta^2\text{H}$ – от $-165,8$ до $-184, \text{‰}$ (рис. 7, а), в интервале 25–31-й год (глубина 6–6,75 м) изотопный состав льда оставался постоянными [5].

Отношение $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$ для льда описывается уравнением $\delta^2\text{H} = 6,8\delta^{18}\text{O} - 29,89$ (см. таблицу), при этом осреднённые значения $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ льда находятся относительно среднего состава ат-

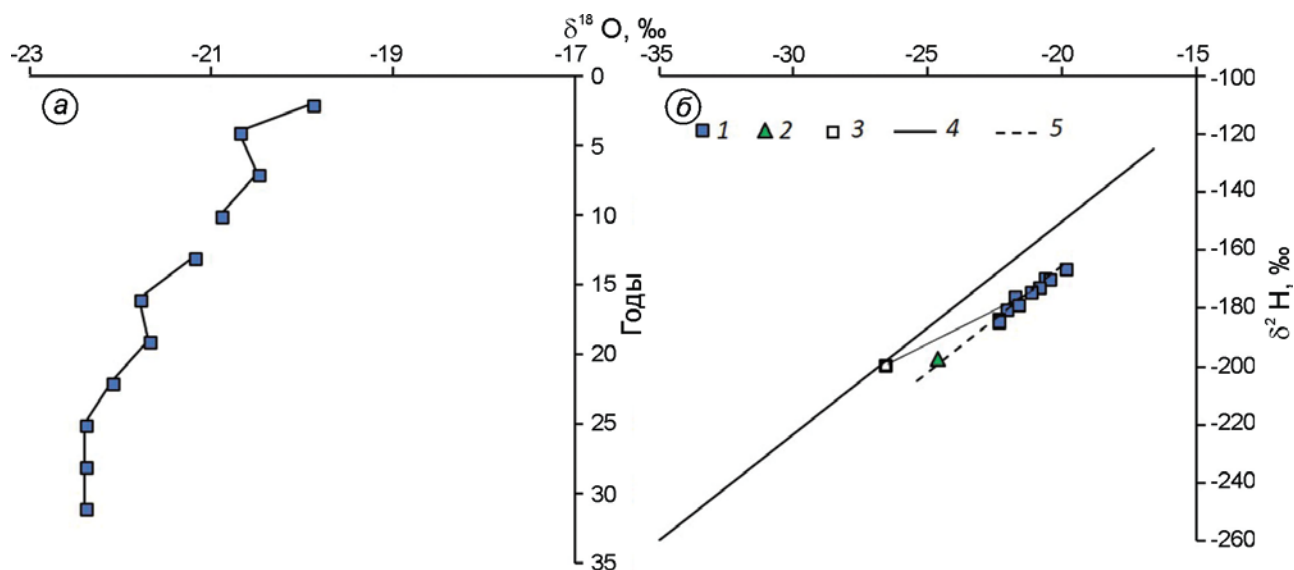


Рис. 7. Распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ по слоям (годам) в ледяном ядре пинго-20 (а) и соотношение $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$ для льда (б), составлено по данным из [4]:

1 – инъекционный лёд; 2 – лёд трещины релаксации; 3 – осреднённые значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ для атмосферных вод района; 4 – локальная линия метеорных вод; 5 – линейный тренд значений льда пинго-20

Fig. 7. The $\delta^{18}\text{O}$ values in the injection ice of pingo 20 (а) and co-isotope diagram of pingo ice (б) (based on data [4]): 1 – injection ice; 2 – ice of the dilation crack; 3 – the averaged values of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ for the regional precipitation; 4 – local meteoric water line; 5 – linear trend for ice of pingo-20

мосферных осадков (белый квадрат на рис. 7, б) на линии, которая выражается уравнением $\delta^2\text{H} = 5,28\delta^{18}\text{O} - 62,82$ и маркирует процессы испарения воды, – источника влаги для формирования льда бугра ещё до начала льдообразования. Средний изотопный состав осадков района рассчитан по данным GNIP для станции Инувик с января 1987 по февраль 1989 г. – ближайшей станции к району пинго-20. Это довольно интересно, поскольку указывает на длительное испарение термокарстового озера, из остаточных вод которого формировался пинго. При этом сам лёд формировался в условиях закрытой системы, о чём свидетельствует тренд уменьшения значений $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ с глубиной при отрицательной корреляции значений d_{exs} с $\delta^2\text{H}$ (см. таблицу).

Мы смоделировали изотопное распределение формирующегося льда и сравнили его с полученными Дж.Р. Маккаем значениями. За точку начальной воды в модельном расчёте приняты значения $\delta^{18}\text{O} = -21,45$ и $\delta^2\text{H} = -175,9$, это – средние значения по всем образцам инъекционного льда пинго-20 [5]. Из данного моделирования был исключён лёд трещины, которая сформировалась в результате разгрузки давления, и лёд, которой имел значения

$\delta^{18}\text{O} = -24,7$ и $\delta^2\text{H} = -196,6\text{‰}$, располагался между слоями инъекционного льда и, скорее всего, имел другую природу. Изотопные значения льда пинго-20 практически повторяют модельное распределение, за исключением того, что ни первые, ни последние порции льда не достигают расчётных величин (рис. 8). Первые порции (лёд второго года), мы полагаем, не достигают расчётных величин из-за относительно высокой скорости намерзания льда: по данным Маккая, скорость его формирования составляла 20 нм/с, а при больших скоростях следует ожидать низких величин коэффициентов фракционирования. Затем скорость упала и изотопный состав льда формировался в равновесных условиях. Маккай приводит данные по скорости намораживания льда слоёв ледяного ядра пинго от 20 нм/с во второй год до 5 нм/с в 28–31 год [5].

Последние слои льда (25–31-й год) с изотопной точки зрения практически идентичны и, судя по расчёту, формировались из воды, которой в системе осталось 30% (0,3). При $f = 0,3$ изотопный состав воды – $\delta^{18}\text{O} = -24,87$ и $\delta^2\text{H} = -196,7\text{‰}$, а льда – $\delta^{18}\text{O} = -21,6$ и $\delta^2\text{H} = -177,0\text{‰}$; на следующей ступени лёд имеет по расчёту значения $\delta^{18}\text{O} = -22,6$ и

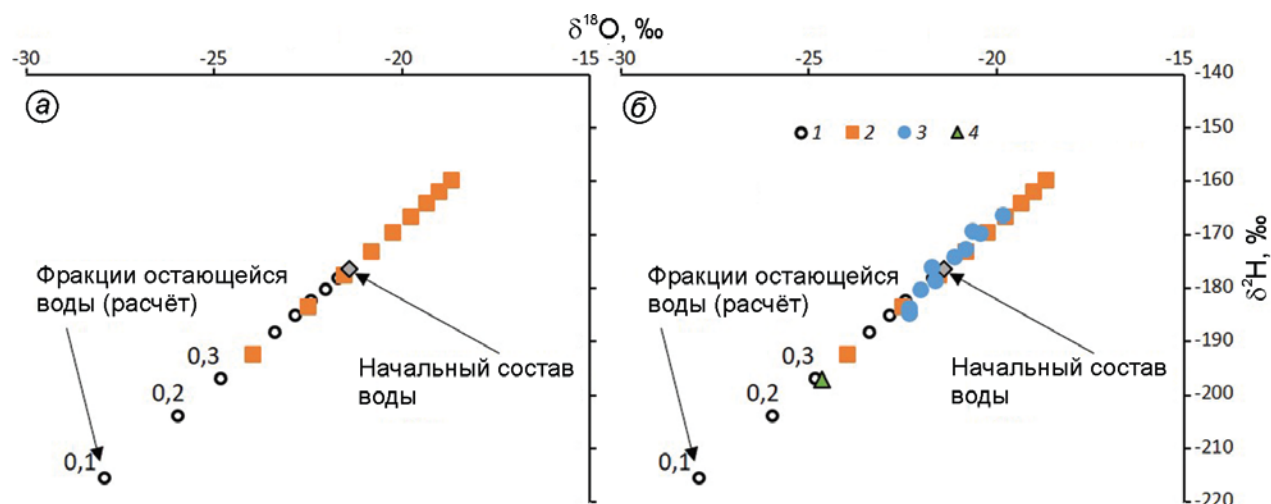


Рис. 8. Распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ при формировании ледяного ядра пинго-20, рассчитанное для условий промерзания в закрытой системе воды с начальным составом $\delta^{18}\text{O} = -21,45$ и $\delta^2\text{H} = -175,9\text{‰}$ (а), и положение фигуративных точек льда пинго-20 (б) относительно выполненного расчёта:

1 – изотопный состав воды – расчёт; 2 – изотопный состав льда – расчёт; 3 – изотопный состав инъекционного льда пинго-20; 4 – изотопный состав льда трещины релаксации

Fig. 8. Simulation of isotopic evolution of ice Pingo-20 during freezing using a Rayleigh-like distillation for initial water $\delta^{18}\text{O} = -21.45$ and $\delta^2\text{H} = -175.9\text{‰}$ (a), and distribution of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ values of ice pingo-20 relative to the simulation (b):

1 – isotopic composition of water – calculation; 2 – isotopic composition of ice – calculation; 3 – isotope composition of injection ice; 4 – isotope composition of ice dilation crack

$\delta^2\text{H} = -182,9\text{‰}$. Это пограничное значение для инъекционного льда, сформированного из оставшейся воды (20–30%) первоначального объёма ($f = 0,3 \div 0,2$), совпадает с полученным по льду. Заметим, что оставшаяся в линзе вода на ступени $f = 0,3$ имеет практически тот же изотопный состав, что и лёд трещины.

Изотопный состав льда трещины релаксации – противоречивый. Значения во льду трещины $\delta^{18}\text{O} = -24,7$ и $\delta^2\text{H} = -196,6\text{‰}$ (единичное измерение – зелёный треугольник на рис. 8) не соответствуют среднегодовым атмосферным водам региона, а больше отвечают изотопному составу оставшейся воды незамёрзшей линзы, из которой формировался инъекционный лёд. Возможно, в трещине релаксации образовался интрузивный лёд дайки, возникший при замерзании внедрившейся в трещину воды из напорной линзы, при этом внедрившаяся вода была изотопно истощена предшествующим формированием инъекционного льда в закрытой системе (однако нельзя исключать и участие атмосферной воды во льду трещины релаксации).

Инъекционный лёд, если судить по значениям $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$, перестал образовываться, когда воды в подземной линзе оставалось около 30%.

Эта оставшаяся в линзе напорная вода могла заполнить трещины релаксации либо могла разгрузиться по периферии зоны пучения через родники. Несмотря на то, что формирование булгуניים подразумевает не только закрытую систему, но и замкнутую (в англоязычной литературе пинго гидростатической системы), любой инъекционный лёд (пинго гидродинамической системы, или наледи) образуется в закрытой системе и всегда выражается в изотопном исчерпании льда от первых порций к последним. Так, при изучении пинго гидродинамической (открытой) системы на северо-западе Монголии – пинго Монгот – в строении его ледяного ядра установлены отдельные секции льда, которые сформировались в условиях и открытой, и закрытой систем.

Пинго Монгот. Этот бугор высотой 20 м и диаметром 300 м расположен на аллювиальном конусе выноса долины Тес. В строении ледяного ядра выделено четыре секции льда. Отрицательная корреляция d_{exc} с $\delta^2\text{H}$, отмеченная для льда в секциях 1, 2 и 4, указывает на льдообразование с фракционированием по рэлеевскому типу. Скорость образования льда секции 4 составляла около 1,46 см/год, тогда как верхние секции (1

и 2), как полагает К. Йошикава [8], промерзали намного быстрее. По мере промерзания лёд образовывался из запасов истощающейся воды, без водообмена с таликовыми и грунтовыми водами. Подземные воды под давлением продолжали накапливаться в водной линзе, замораживание которой привело к образованию более чем 5 м чистого интрузивного льда; значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ были постоянными в нижней части этой секции, что указывает на условия открытой системы.

Изотопный состав секции 3 ледяного ядра показывает, что пинго развивалось ещё на 8 м по вертикали, и это явно указывает на период значительного роста. Линия регрессии $d_{\text{exc}}-\delta^2\text{H}$ имеет положительный наклон ($0,26$, $R^2 = 0,25$, см. таблицу) и, следовательно, указывает на открытую систему. Во время заключительной стадии (секция 4) пинго развивалось вертикально ещё на 8,5 м, и при его росте было восемь мелких прерываний. Эти слои интрузивного льда (секции 3 и 4) указывают на постоянный рост пинго [8].

Пинго Аршан в Северной Монголии. Ещё один пример сочетания в ледяном ядре льда, сформированного в различных условиях, — пинго Аршан в Северной Монголии. Ледяное ядро пинго Аршан (высота 10, длина 200 м, сформировался в осушенной озёрной котловине) подразделяется на пять секций [10]. Верхние три секции льда сформированы в условиях свободного водообмена (открытая система), затем продолжающееся промерзание привело к формированию изолированной линзы воды, из которой был сформирован лёд секций 4 и 5. В верхней части секции 4 значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ обогащены примерно на 2,5 и 19‰ соответственно, что указывает на образование конжеляционного льда. Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ постепенно снижались с глубиной, а d_{exc} увеличивались. Это указывает на промерзание сверху вниз в замкнутой системе (рэлеевское исчерпание). Наклон линии регрессии $\delta^{18}\text{O}-\delta^2\text{H}$ (5,84) и $d_{\text{exc}}-\delta^2\text{H}$ (−0,29) подтверждает такую интерпретацию (см. таблицу). Выраженное изотопное фракционирование, характерное для полного промерзания замкнутого объёма воды (линия регрессии $d_{\text{exc}}-\delta^2\text{H}$ имеет отрицательный наклон −0,32) и отмеченное в секции 5, указывает на медленную скорость промерзания [10].

Булгуннях «Широковский холм» в устье Колымы. Этот булгуннях, расположенный вблизи пос. Походск, в дельте Колымы, на границе

с Халерчинской тундрой, частично подвергся разрушению, однако занимает около трёх четвертей его прежней площади [22]. С юго-западной стороны он граничит с термокарстовым озером. Максимальная длина булгуннях составляет около 160 м, а его высота достигает 17,6 м. В обнажении ледяного ядра вскрыты пузырчатый монолитный лёд (инъекционный лёд) и вертикально-слоистые мёрзлые отложения, вмещающие ядро (с внутригрунтовыми шпирями льда). Лёд опробован в обнажении как по вертикали, так и по горизонтали. Лёд ядра, отобранный в разных частях обнажения, по своим свойствам (рН, электропроводность, химический состав, изотопный состав) подразделяется на два кластера, которые авторы работы [22] называли «красный кластер» и «зелёный кластер», причём принадлежность образцов льда к кластеру не связана с положением точки отбора. Образцы льда красного кластера характеризуются низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$ ($-21,3 \pm 1,4\text{‰}$) и $\delta^2\text{H}$ ($-165,9 \pm 11,5\text{‰}$) и положительными значениями d_{exc} ($4,9 \pm 3,2\text{‰}$), угловым коэффициентом 8,13 на диаграмме $\delta^{18}\text{O}-\delta^2\text{H}$ ($R^2 = 0,92$) и отсутствием корреляции $d_{\text{exc}}-\delta^2\text{H}$ ($R^2 = 0,12$). Образцы льда зелёного кластера имеют значения $\delta^{18}\text{O} = -17,1 \pm 0,6\text{‰}$, $\delta^2\text{H} = -144,5 \pm 3,4\text{‰}$ и отрицательные величины d_{exc} ($-7,7 \pm 1,5\text{‰}$), при этом выражен меньший $\delta^{18}\text{O}-\delta^2\text{H}$ наклон (5,85) и обратная корреляция $d_{\text{exc}}-\delta^2\text{H}$ (наклон −0,27, $R^2 = 0,39$). Изотопные характеристики льда указывают на начальную стадию замерзания воды в закрытой системе. Второй тип льда с более истощёнными значениями $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ и наклоном 8,13 мог образовываться при заполнении трещин поверхностными водами с квазимеотропным изотопным составом [22].

Таким образом, при формировании льда ледяного ядра булгуннях (пинго) любого типа (гидростатической либо гидродинамической системы, а также типичной наледи) возникают условия для льдообразования в закрытой системе. В изотопном составе льда, образованного в таких условиях, выражено изотопное исчерпание последних порций льда относительно начальных порций. Этот эффект изотопного исчерпания сопровождается не только образованием инъекционного льда, но и сегрегационно-инъекционного, а также сегрегационного льда, если лёд формируется в закрытой системе, т.е. из замкнутого

резервуара воды, который полностью промерзает. Следовательно, изучение соотношений $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$ и d_{exc} – $\delta^2\text{H}$ во льду может служить индикатором закрытой системы не только при изучении бугров пучения бугунных (пинго), но и при изучении пластовых ледяных залежей, генезис которых пока не установлен.

Выводы

1. Рассмотренные булгуньяхи (пинго) – Песцовое, Уэзер, пинго-20 – формировались в осушающихся озёрных котловинах (хасыреях, алахах), при промерзании замкнутых таликов, в условиях открытой и закрытой систем. Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ льда, образованного в условиях открытой системы, смещаются относительно изотопного состава исходной воды на величину, пропорциональную фактору фракционирования, т.е. на ~ 3 и $\sim 21\%$ соответственно. Изотопный состав льда, сформированного в условиях закрытой системы, отражает изотопное истощение. Оно выражено в последовательном уменьшении значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ от первых порций льда к последним и в обратной корреляции величин d_{exc} и $\delta^2\text{H}$. Последняя служит диагностическим признаком формирования льда в закрытой системе.

2. Контрастность значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ в разных частях льда, т.е. разница изотопных значений между соседними порциями льда, образовавшегося в закрытой системе, служит дополнительным критерием для установления направления промерзания в условиях закрытой системы. В закрытой системе последние порции льда имеют большую контрастность значений по сравнению с первыми порциями льда.

3. Лёд ядра исследованных булгунных обр-зован из воды, изотопный состав которой был утяжелён в результате испарения до начала льдо-образования. Вода, из которой формировался лёд ядра булгуньяха Песцовое, была соответственно тяжелее на 3,9 и 29,7‰ по $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$, чем современные среднегодовые осадки региона, пинго Уэзер – тяжелее на 2,9 и 14,5‰ по $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ соответственно, а пинго-20 – тяжелее на 5,1 и 27,7‰ по $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ соответственно.

4. В ледяном ядре булгуньяха Песцовое выделены три секции льда с контрастным распределением значений $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ и d_{exc} . Лёд двух

секций формировался в условиях открытой системы, причём сначала образовался лёд на нижней границе таликовой зоны под обмелевшим озером, а в дальнейшем лёд стал формироваться сверху после осушения озера и водонасыщенная таликовая зона оказалась замкнутой. В этой зоне образовался лёд секции 2 в условиях закрытой системы. На это указывает выраженное уменьшение значений $\delta^{18}\text{O}$ с глубиной при отрицательной корреляции d_{exc} – $\delta^2\text{H}$. Контрастность значений $\delta^{18}\text{O}$ во льду верхней части секции 2 в два раза ниже контрастности в нижней части, что подтверждает наличие закрытой системы при образовании мощного ледяного ядра булгуньяха Песцовое.

5. Первые две секции льда ядра пинго Уэзер образовались в открытой системе при наличии водообмена между озёрной водой и таликовой водонасыщенной зоной, на это указывают однородное распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ и отсутствие корреляции d_{exc} – $\delta^2\text{H}$. Затем таликовая водонасыщенная зона оказалась изолированной, вероятно, в результате изменения границ озера или его частичного спуска (осушения), и уже в условиях закрытой системы сформировался лёд секции 3. Об этом свидетельствует тренд уменьшения значений $\delta^{18}\text{O}$ с глубиной при отрицательной корреляции d_{exc} – $\delta^2\text{H}$. Контрастность значений $\delta^{18}\text{O}$ во льду верхней части секции 3 составила 1,8‰, а в нижней части – 2,9‰, что подтверждает промерзание сверху вниз замкнутого талика и формирование льда в закрытой системе.

6. При промерзании сверху вниз осушенной озёрной котловины Тактояток в таликовой зоне существовала линза воды под давлением, из воды этой линзы в условиях закрытой системы были образованы слои инъекционного льда ядра пинго-20.

Благодарности. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 16-05-00977 и № 18-05-60272, изотопная интерпретация и моделирование) и РНФ (проект 14-27-00083-П, изотопный анализ).

Acknowledgments. This work was supported by the Russian Foundation for Basic Research (isotope interpretation and modeling, Projects № 16-05-00977 & № 18-05-60272) and Russian Science Foundation (isotope analysis, project 14-27-00083-P).

Литература

References

1. Гляциологический словарь / Под ред. В.М. Котлякова. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 527 с.
2. Mackay J.R. Oxygen isotope variations in permafrost, Tuktoyaktuk Peninsula area, Northwest Territories // Current Research. Geological Survey of Canada. Part B. Paper 83–1B, 1983. P. 67–74.
3. Соловьев П.А. Термокарстовые явления и формы многолетнего криогенного (морозного) пучения в Центральной Якутии // Палеогеография и перигляциальные явления плейстоцена. М.: Наука, 1975. С. 23–36.
4. Mackay J.R. Pingo growth and collapse, Tuktoyaktuk Peninsula area, Western Arctic coast, Canada: a long-term field study // Géographie Physique et Quaternaire. 1998. V. 52. № 3. P. 271–323.
5. Mackay J.R. Seasonal growth bands in pingo ice // Canadian Journ. of Earth Sciences. 1990. V. 27. P. 1115–1125.
6. Michel F.A. Isotope investigations of permafrost waters in Northern Canada. PhD Thesis. Waterloo, Ontario: University of Waterloo, 1982. 424 p.
7. Michel F.A. Isotope characterisation of ground ice in Northern Canada // Permafrost and Periglacial Processes. 2011. V. 22. P. 3–12.
8. Yoshikawa K., Sharkhuu N., Sharkhuu A. Ground water hydrology and stable isotope analysis of an open-system pingo in Northwestern Mongolia // Permafrost and Periglacial Processes. 2013. V. 24. № 3. P. 175–183.
9. Yoshikawa K., Lawson D., Sharkhuu N. Stable isotope composition of ice core in open- and closed-system pingos // Proc. of the Permafrost, Tenth Intern. Conf. / Ed. K.M. Hinkel. Salekhard, 25–29 June 2012. V. 1. Salekhard: The Northern Publisher, Russia. 2012. P. 473–478.
10. Ishikawa M., Yamkhin J. Formation Chronology of Arsain Pingo, Darhad Basin, Northern Mongolia // Permafrost and Periglacial Processes. 2016. V. 27. Is. 3. P. 297–306.
11. Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Васильчук А.К., Рогов В.В., Подборный Е.Е., Чижова Ю.Н. Новые данные о вариациях стабильных изотопов в ледяном ядре булгунняха на юге Тазовского полуострова // ДАН. 2017. Т. 472. № 4. С. 466–470.
12. Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А. Радиоуглеродное определение возраста булгунняха на месторождении Песцовое, север Западной Сибири // Инженерная геология. 2010. № 4. С. 14–21.
13. Vasil'chuk Yu.K., Lawson D.E., Yoshikawa K., Budantseva N.A., Chizhova Ju.N., Podborny Ye.Ye., Vasil'chuk A.C. Stable Isotopes in the closed-system Weather Pingo, Alaska and Pestsovoye Pingo, northwestern Siberia // Cold Regions Science and Technology. 2016. V. 128. P. 13–21.
14. Craig H. Isotopic variations in meteoric waters // Science. 1961. V. 133. P. 1702–1703.
15. Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation // Tellus. 1964. V. 16. P. 436–468.
16. Lehmann M., Siegenthaler U. Equilibrium oxygen- and hydrogen-isotope fractionation between ice and water // Journ. of Glaciology. 1991. V. 37. № 125. P. 23–26.
1. Dictionary of Glaciology. *Glyatsiologicheskiy slovar*. Ed. M.V. Kotlyakov. Leningrad: Gidrometeizdat, 1984. 527 p. [In Russian]
2. Mackay J.R. Oxygen isotope variations in permafrost, Tuktoyaktuk Peninsula area, Northwest Territories. Current Research. Geological Survey of Canada. Part B. Paper 83–1B, 1983: 67–74.
3. Solov'ev P.A. Thermokarst phenomena and forms of long-term cryogenic (frost) swelling in Central Yakutia. *Pa-leogeografiya i periglyatsialnye yavleniya pleystotsena*. Paleogeography and periglacial phenomena of the Pleistocene. Moscow: Nauka, 1975: 23–36. [In Russian]
4. Mackay J.R. Pingo growth and collapse, Tuktoyaktuk Peninsula area, Western Arctic coast, Canada: a long-term field study. *Géographie Physique et Quaternaire*. 1998, 52 (3): 271–323.
5. Mackay J.R. Seasonal growth bands in pingo ice. *Canadian Journ. of Earth Sciences*. 1990, 27: 1115–1125.
6. Michel F.A. Isotope investigations of permafrost waters in Northern Canada. PhD Thesis. Waterloo, Ontario: University of Waterloo, 1982: 424 p.
7. Michel F.A. Isotope characterisation of ground ice in Northern Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*. 2011, 22: 3–12.
8. Yoshikawa K., Sharkhuu N., Sharkhuu A. Ground water hydrology and stable isotope analysis of an open-system pingo in Northwestern Mongolia. *Permafrost and Periglacial Processes*. 2013, 24 (3): 175–183.
9. Yoshikawa K., Lawson D., Sharkhuu N. Stable Isotope Composition of Ice Core in Open- and Closed-System Pingos. *Permafrost, Tenth International Conference, Proceedings*. Ed. K.M. Hinkel. Salekhard, 25–29 June 2012. V. 1. Salekhard: The Northern Publisher, Russia. 2012: 473–478.
10. Ishikawa M., Yamkhin J. Formation Chronology of Arsain Pingo, Darhad Basin, Northern Mongolia // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2016, 27 (3): 297–306.
11. Vasil'chuk Y.K., Budantseva N.A., Vasil'chuk A.C., Rogov V.V., Podborny Ye.Ye., Chizhova Ju.N. New data on variations of stable isotopes in the pingo ice core in the southern part of the Tazovsky Peninsula. *Doklady Akademii Nauk*. Proc. of the Academy of Sciences. 2017, 472 (2): 200–204. [In Russian].
12. Vasil'chuk Y.K., Budantseva N.A. Radiocarbon dating of the age of the Bulgunnyakh at the Pestsovoye deposit, north of Western Siberia. *Radiouglerodnoe opredelenie vozrasta bulgunnyakha na mestorozhdenii Pestsovoe, sever Zapadnoy Sibiri*. *Inzhenernaya Geologiya*. Engineering Geology. 2010, 4: 14–21. [In Russian].
13. Vasil'chuk Yu.K., Lawson D.E., Yoshikawa K., Budantseva N.A., Chizhova Ju.N., Podborny Ye.Ye., Vasil'chuk A.C. Stable Isotopes in the closed-system Weather Pingo, Alaska and Pestsovoye Pingo, northwestern Siberia. *Cold Regions Science and Technology*. 2016, 128: 13–21.
14. Craig H. Isotopic variations in meteoric waters. *Science*. 1961, 133: 1702–1703.
15. Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation. *Tellus*. 1964, 16: 436–468.

17. *Lacelle D.* On the $\delta^{18}\text{O}$, δD and d-excess relations in meteoric precipitation and during equilibrium freezing: Theoretical approach and field examples // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2011. V. 22. P. 13–25.
18. *Posey J.C., Smith H.A.* The equilibrium distribution of light and heavy waters in a freezing mixture // *Journ. of the American Chemical Association*. 1957. V. 79. P. 555–557.
19. *Jouzel J., Souchez R.A.* Melting and refreezing at the glacier sole and the isotopic composition of the ice // *Journ. of Glaciology*. 1982. V. 28. № 98. P. 35–42.
20. Интернет-ресурс – база данных GNIP <https://nucleus.iaea.org/wiser/index.aspx>.
21. *Жесткова Т.Н., Шур Ю.Л.* Об инфильтрационно-сегрегационном механизме образования пластовых льдов // *Пластовые льды криолитозоны*. Якутск: изд. ИМЗ СО АН СССР, 1982. С. 105–115.
22. *Wetterich S., Schirrmeister L., Nazarova L., Palagushkina O., Bobrov A., Pogosyan L., Savelieva L., Syrykh L., Matthes H., Fritz M., Günther F., Opel T., Meyer H.* Holocene thermokarst and pingo development in the Kolyma Lowland (NE Siberia) // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2018. V. 29. № 3. P. 182–198.
16. *Lehmann M., Siegenthaler U.* Equilibrium oxygen- and hydrogen-isotope fractionation between ice and water. *Journ. of Glaciology*. 1991, 37 (125): 23–26.
17. *Lacelle D.* On the $\delta^{18}\text{O}$, δD and d-excess relations in meteoric precipitation and during equilibrium freezing: Theoretical approach and field examples. *Permafrost and Periglacial Processes*. 2011, 22: 13–25.
18. *Posey J.C., Smith H.A.* The equilibrium distribution of light and heavy waters in a freezing mixture. *Journ. of the American Chemical Association*. 1957, 79: 555–557.
19. *Jouzel J., Souchez R.A.* Melting and refreezing at the glacier sole and the isotopic composition of the ice. *Journ. of Glaciology*. 1982, 28 (98): 35–42.
20. GNIP <https://nucleus.iaea.org/wiser/index.aspx>.
21. *Zhestkova T.N., Shur YU.L.* On the infiltration-segregation mechanism of massive ice formation. *Plastovyye l'dy kriolitozony*. Massive ice of permafrost. Yakutsk: IMZ SO AN SSSR, 1982: 105–115. [In Russian].
22. *Wetterich S., Schirrmeister L., Nazarova L., Palagushkina O., Bobrov A., Pogosyan L., Savelieva L., Syrykh L., Matthes H., Fritz M., Günther F., Opel T., Meyer H.* Holocene thermokarst and pingo development in the Kolyma Lowland (NE Siberia). *Permafrost and Periglacial Processes*. 2018, 29 (3): 182–198.

Геохимия льдов бугров пучения в долине р. Сенца (Окинское плоскогорье, Восточный Саян)

© 2018 г. С.В. Алексеев, Л.П. Алексеева

Институт земной коры Сибирского отделения РАН, Иркутск, Россия
lalex@crust.irk.ru

Geochemistry of ice in frost mounds in the valley of the River Sentsa (Oka plateau, East Sayan)

S.V. Alekseev, L.P. Alekseeva

Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia
lalex@crust.irk.ru

Received February 14, 2018

Accepted August 26, 2018

Keywords: *frost mound, genesis, ground ice, ice chemical composition, ice melt salinity, injection ice, perennially frozen rocks, segregation ice, surface water, water migration.*

Summary

The authors examined the chemical composition of underground ice sampled from the frost mounds located in the loose (unconsolidated) sediments of the Sentsa River valley (Oka plateau, Eastern Sayan) with the purpose of reconstruction the formation history of these cryogenic creations. Numerous frost mounds of various sizes are mainly composed of alternating icy loams, sandy loams, and lenses of pure ice. Samples of underground ice taken in the outcrops of the river ledges and cores from wells together with samples of river and lake waters were analyzed by traditional hydrochemical techniques (methods) in the center "Geodynamics and geochronology" (Institute of the Earth's Crust of the Siberian branch of RAS, Irkutsk). It was found that the chemical composition of pure ice melts from lenses and layers of the frost mounds is hydrocarbonate calcium (HCO_3 Ca, SO_4 - HCO_3 Ca and NH_4 - HCO_3 Ca) with mineralization of 6.5 – 15.6 mg/L, pH = 5.6÷6.1. Mineralization of melts of texture-forming ice, taken from icy ground (i.e. with fractions of enclosing loams) was much higher – from 50 to 792.5 mg/L. River and lake water is ultra-fresh with 99–132 mg/L salinity, and according to geochemical type it is hydrocarbonate calcium (HCO_3 Ca). The specific features of chemical composition of the underground ice (high content of ammonium salts and sulfates) depend on a water-rock interaction, the presence of organic matter in the loose (unconsolidated) sediments and a repeated volcanic activity in the late Pleistocene–Holocene. The frost mounds are confined to a lacustrine sediments area in the backwater zone that was formed by the Late Pleistocene terminal moraine. Their formation in the Holocene took place as a result of segregation ice formation during freezing of water-saturated lake sediments, and, presumably, repeated injections of underground waters of the under-channel and floodplain aquifers hydraulically connected with river waters. Thus, the genesis of the studied frost mounds is probably a mixed segregation-injection process.

Citation: Alexeev S.V., Alekseeva L.P. Geochemistry of ice in frost mounds in the valley of the River Sentsa (Oka plateau, East Sayan). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2018. 58 (4): 524–536. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2018-4-524-536.

Поступила 14 февраля 2018 г.

Принята к печати 26 августа 2018 г.

Ключевые слова: *бугор пучения, генезис, инъекционный лёд, миграция влаги, минерализация расплавов льда, многолетнемёрзлые породы, поверхностные воды, подземный лёд, сегрегационный лёд, химический состав льда.*

Многочисленные бугры пучения в долине р. Сенца на Окинском плоскогорье в Восточных Саянах сложены переслаивающимися льдистыми суглинками, супесями и линзами чистого льда. Установлено, что расплавы текстурообразующих льдов ультрапресные и пресные, по химическому составу – гидрокарбонатные, сульфатно-гидрокарбонатные и аммонийно-гидрокарбонатные кальциевые. Специфика химического состава подземных льдов обусловлена взаимодействием в системе вода – порода, наличием органики в рыхлых отложениях и неоднократной активизацией вулканизма в позднем плейстоцене–голоцене.

Введение

Подземные льды – важная составляющая мёрзлых пород, в том числе и бугров пучения. Их химический состав характеризует гидрогео-

химическую обстановку при формировании криогенных образований и вмещающих пород. Сравнительный анализ состава подземных льдов разных генетических типов, поверхностных вод и атмосферных осадков позволяет восстановить

палеогидрогеологические, палеогидрогеохимические условия, а также определить источник воды, сформировавшей текстурообразующие, пластовые и жильные льды [1–4 и др.].

Криогенные образования, содержащие в своей структуре чистый лёд или ледогрунт, т.е. бугры пучения, формируются в Прибайкалье и Забайкалье [5], на Алтае [6], а также в Китае [7], Монголии [8, 9], в Канаде, на Аляске, в Западной Европе [10–12], в Индии [13]. Подробное описание распространения и результатов исследования бугров пучения (пинго) в Северной Азии дано в работе [14]. Подземные льды минеральных бугров пучения (литальза) и в целом многолетнемерзлых пород в долине р. Сенца на Окинском плоскогорье в Восточных Саянах начали изучать сравнительно недавно [15–19]. На основе исследований изотопного состава ледогрунтовых толщ и радиоуглеродных датировок впервые сформулирован принципиальный вывод о голоценовом возрасте, генезисе ядер бугров (литальза) и возможных типах льдообразования. Настоящая работа посвящена характеристике и анализу основных геохимических особенностей подземных льдов в буграх пучения.

Район исследования

Река Сенца — левый приток р. Ока, берущей начало в оз. Окинское в Восточном Саяне и впадающей в р. Ангара. Её долина занимает юго-западную часть Окинской котловины, расположенной на северо-западе одноимённого плоскогорья с абсолютными отметками 1800–2500 м [20]. Широкая троговая долина р. Сенца с глубиной врезки 600–800 м в позднем плейстоцене была занята крупным ледником, который в 8,5 км от места впадения в р. Ока (в районе пос. Шаснур) оставил мощную конечную морену протяжённостью около 10 км [21]. Выше конечно-моренного вала река активно меандрирует, на поверхности долины широко развиты старичные и термокарстовые озёра различных размеров (рис. 1).

Аллювиальные, флювиогляциальные и озёрно-аллювиальные отложения долины р. Сенца представлены суглинками (от лёгких до тяжёлых), супесями, песками (разнозернистыми, иногда слоистыми), галечниками с валунами. Климат в пределах Окинского плоскогорья резко континентальный. Среднегодовая температура воздуха отрицательная и изменяется в

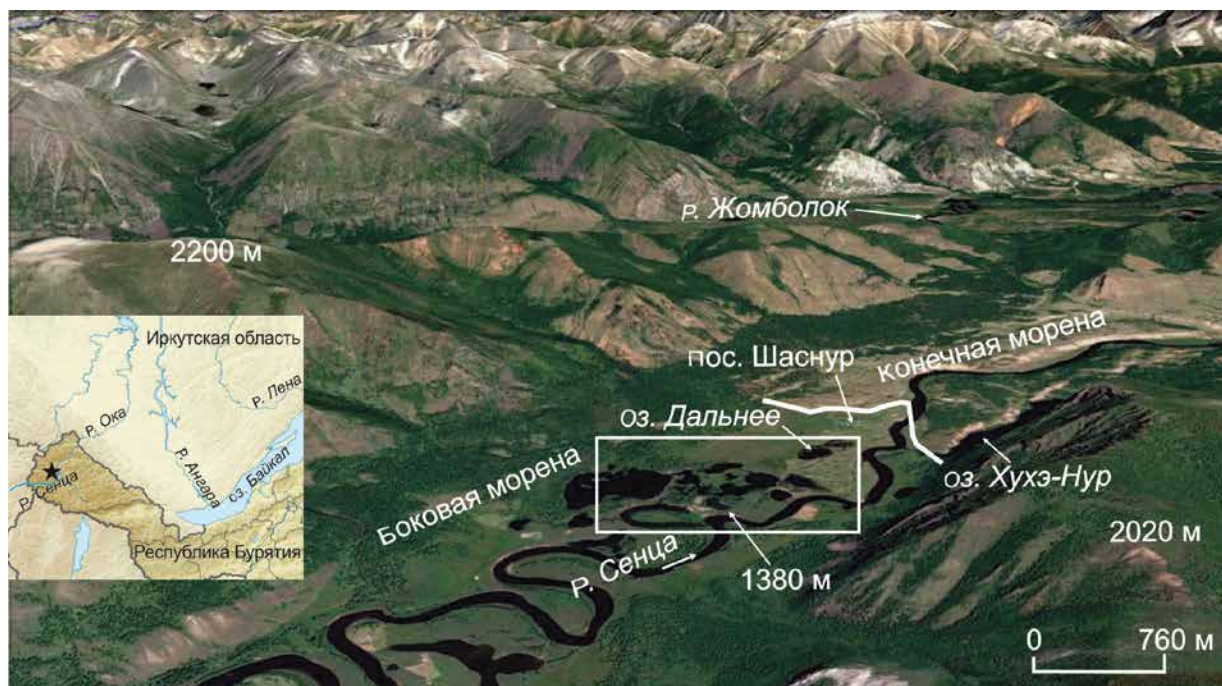


Рис. 1. Долина р. Сенца на Окинском плоскогорье (фото с сайта GoogleEarth). Граница конечной морены (сплошная линия) и район работ (прямоугольник и звёздочка на врезке)

Fig. 1. Sentsa river valley, Oka plateau (GoogleEarth). End moraine boundary (solid line) and study region (rectangle and asterisk on the insert-map)

зависимости от абсолютной высоты от $-5,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ (1372 м) до $-6,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ (2084 м). Многолетнемёрзлые породы имеют сплошное распространение на высоких хребтах, приподнятых плато и водоразделах. В среднегорье они характеризуются прерывистым распространением, переходящим в пределах низкогорий в островное. Сплошность уменьшается в западном и северо-северо-восточном направлениях, где она нарушается таликами: сквозными — в зонах разломов, которые картируются постоянно действующими источниками подземных вод, и несквозными, связанными с обогревающим влиянием поверхностных водотоков и водоёмов.

Мощность многолетнемёрзлых пород на междуречных пространствах в среднем составляет 170–200 м, а в долинах рек — 140–180 м [22]. Среднегодовая температура мёрзлых пород изменяется в пределах $-2,1 \div -8,5\text{ }^{\circ}\text{C}$. Мощность сезонно-протаивающего слоя на междуречных пространствах равна 1,0–1,5 м, достигая 3,5 м на южных склонах. Сезонно-промерзающий слой в ноябре–декабре сливается с многолетнемёрзлыми породами. В долине р. Сенца температура пород у поверхности (0,1 м) колеблется в диапазоне $-30,7 \div 20,7\text{ }^{\circ}\text{C}$. Установленная глубина годовых теплооборотов составляет 10 м с температурой на подошве слоя $-2,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ (в пределах одного из изученных бугров пучения) [17, 23].

Материалы и методы исследования

В основу настоящей статьи положены материалы пятилетних полевых и лабораторных исследований строения бугров пучения и химического состава слагающих их подземных льдов. Полевые исследования включали в себя вскрытие, расчистку и детальную документацию разрезов с зарисовками и фотографированием, а также отбор образцов рыхлых отложений и льда из бугров пучения. Всего изучено семь разрезов бугров пучения и обнажений в уступе надпойменной террасы высотой от 1,8 до 10,7 м. В центральной части бугров пучения (Se-14-1, Se-16-1) были пробурены две скважины: Se-16-скв. 1 и Se-15-скв. 2 глубиной соответственно 20,4 и 13,4 м, из которых через каждые 0,3–0,7 м отбирался мёрзлый керн. Расстояние между скважинами — 240 м.

Для определения химического состава жидкой фазы прослойки чистого льда помещали в полиэтиленовые пакеты, из которых после оттаивания раствор сливали в специальные ёмкости. В случае невозможности отбора чистого льда в пакет помещали фрагменты мёрзлого керна с наибольшей видимой льдистостью для оттаивания. Талая вода после фильтрования сливалась в пластиковые бутылки (0,5 л), которые доставляли в лабораторию. В Центре коллективного пользования «Геодинамика и геохронология» Института земной коры СО РАН выполнен анализ химического состава речных и озёрных вод, а также расплавов подземных льдов различными методами [24]. Концентрации K^+ , Na^+ , Li^+ , Rb^+ , Cs^+ , Sr^{2+} определяли методом пламенной фотометрии на атомно-абсорбционном спектрофотометре SOLAAR M (Thermo Elemental, IN-TERTECH Corporation, США); Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , HCO_3^- — титриметрическим методом; SO_4^{2-} , H_4SiO_4 — весовым методом; NO_3^- , NO_2^- , NH_4 — колориметрическим методом.

Подземные льды бугров пучения

Один из крупных изученных бугров пучения Se-14-1 ($52^{\circ}39'79''$ с.ш., $99^{\circ}29'86''$ в.д.) высотой 10,7 м (по наклонной плоскости, угол наклона 45°) с ледогрунтовым ядром находится на левой надпойменной террасе р. Сенца; к нему примыкает озеро термокарстового происхождения (рис. 2). Многолетнемёрзлые породы залегают с глубины 1,1 м. Особенность разреза бугра, сложенного преимущественно голубовато-серыми пылеватыми средними и тяжёлыми суглинками, заключается в наличии двух ледяных линз мощностью 40 и 65 см. Верхняя линза залегает на глубине 2,85–2,35 м. Лёд молочно-белого цвета с редкими включениями суглинка размером 1–3 см. В нижней линзе (глубина 4,0–4,65 м) лёд другой — прозрачный, с многочисленными пузырьками округлой и вытянутой формы и минеральными включениями, представленными тёмно-серым суглинком размером 0,1–10 см (рис. 3, а). Общая видимая льдистость отложений увеличивается от поверхности вниз по разрезу от первых десятков до 70% (на глубине 4–8 м). Криогенная текстура — крупношпильчатая и базальная. Другой бугор пучения Se-16-1

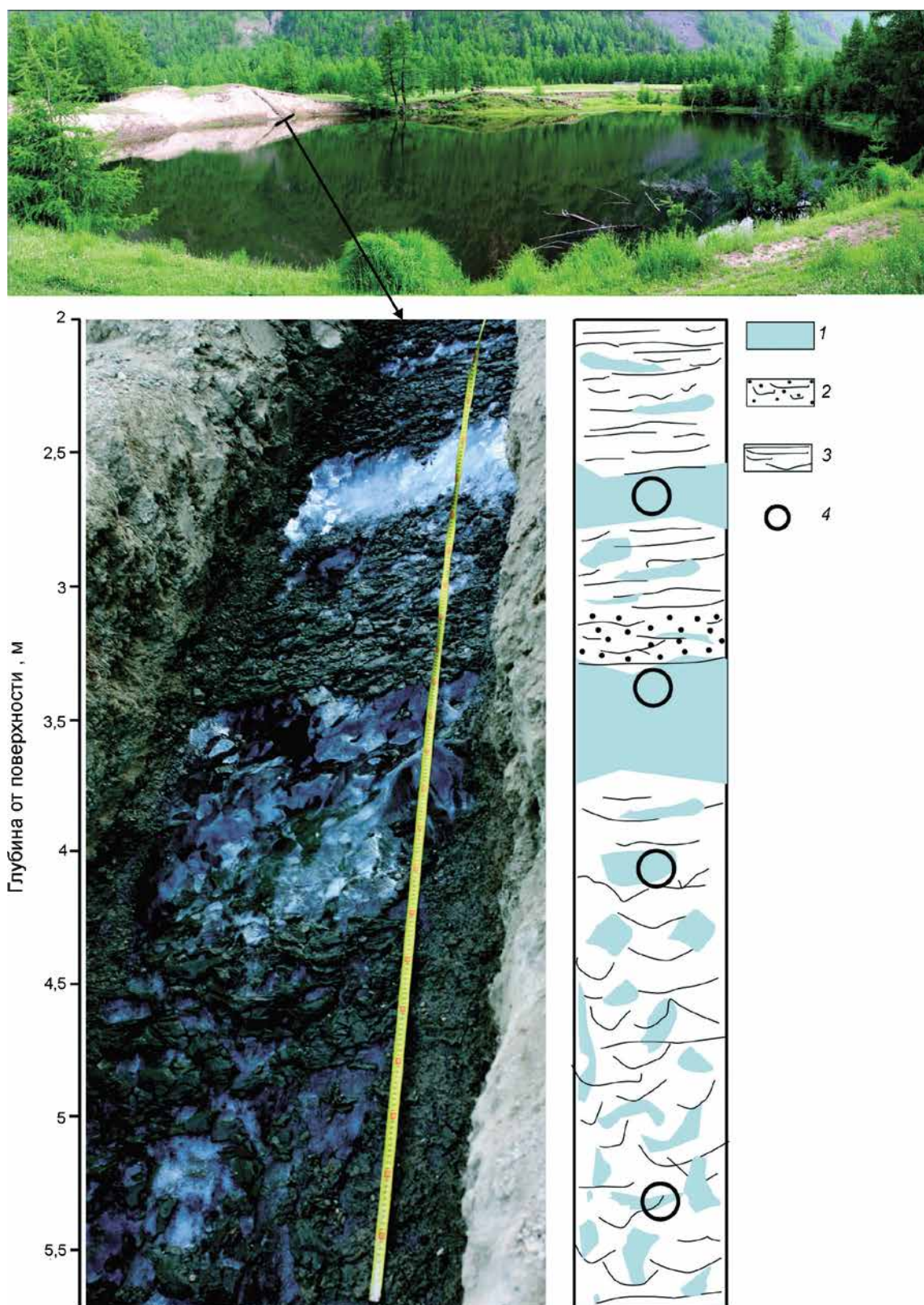


Рис. 2. Бугор пучения Se-14-1 с примыкающим озером и фрагмент его разреза:

1 – лёд; 2 – супесь; 3 – суглинок; 4 – место отбора проб льда

Fig. 2. Frost mound Se-14-1 with adjacent lake and fragment of its section:

1 – ice; 2 – silt; 3 – clayey silt; 4 – point of ice sampling

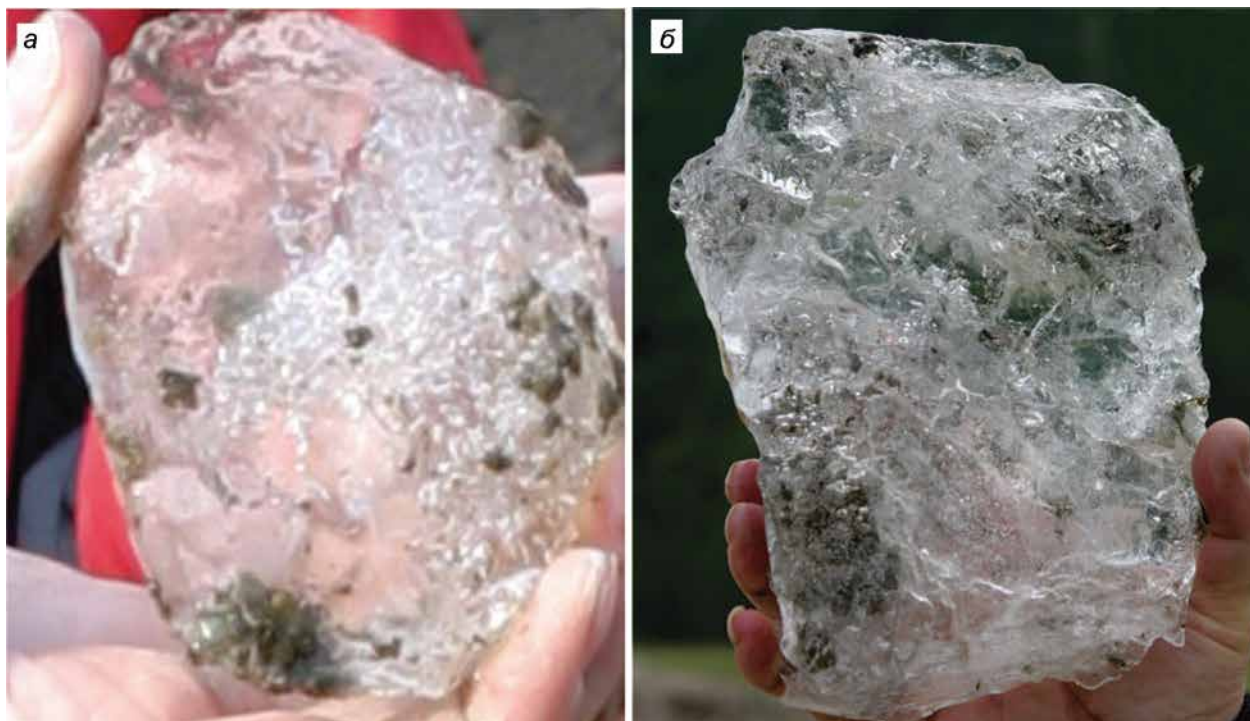


Рис. 3. Лёд из бугров пучения:
a – Se-14-1 (глубина 4,5 м); *б* – Se-16-1 (глубина 1,5 м)
Fig. 3. Ice from frost mounds:
a – Se-14-1 (4.5 m depth); *b* – Se-16-1 (1.5 m depth)

(52°39.892' с.ш., 99°29.816' в.д.) также находится на левом берегу р. Сенца и имеет высоту 5,8 м по наклонной плоскости с углом наклона 15° (рис. 4).

Выше кровли мёрзлых пород до глубины 1,15 м разрез сложен светло-серой супесью с тонкими ожелезнёнными прожилками. В верхней части мёрзлой толщи вскрыта наклонно залегающая ледяная линза мощностью 20–30 см. Лёд чистый, прозрачный, с пузырьками округлой формы, местами молочного цвета, с редкими включениями голубовато-серого суглинка и растительных остатков (см. рис. 3, *б*). Объёмная льдистость возрастает вниз по разрезу за счёт увеличения размеров ячеек льда, достигая к глубине 3,5 м значений 50–60%, толща становится лёдогрунтовой.

Лёд из керна двух скважин по внешнему виду и структурным особенностям не отличается ото льда, отобранного из расчисток с соответствующей глубины. Он чистый, прозрачный, с мелкими и крупными пузырьками газа (диаметром до 3 мм), округлой формы, местами с включениями суглинка размером до нескольких сантиметров; иногда лёд становится молочно-белым (рис. 5, *А*). Однако лёд, отобранный с большей глубины из

керн обеих скважин, имеет другие структурные особенности. В нём наблюдается чётко выраженное переслаивание прозрачных и мутных ледяных прослоек толщиной 0,3–1,0 см. Прослой и шилы льда горизонтальные, иногда наклонные (угол до 45°). Количество пузырьков во льду меньше или они вообще отсутствуют (см. рис. 5, *Б*).

Химический состав подземных льдов

Химический состав *расплавов чистого льда из линз бугров пучения* Se-14-1 и Se-16-1 – гидрокарбонатный кальциевый с минерализацией 6,5–15,6 мг/дм³, рН = 5,6 ÷ 6,1. Поясним, что ионно-солевой состав жидкой фазы даётся в виде двух самостоятельных прилагательных: первое – для анионов, второе – для катионов, на которые приходится более 25 %-экв. (из 100). В сложном прилагательном компоненты располагаются по принципу «оттенок–цвет», т.е. по возрастанию их содержания: преобладающий ион стоит в конце сложного прилагательного и определяет название химического типа воды или льда [25].

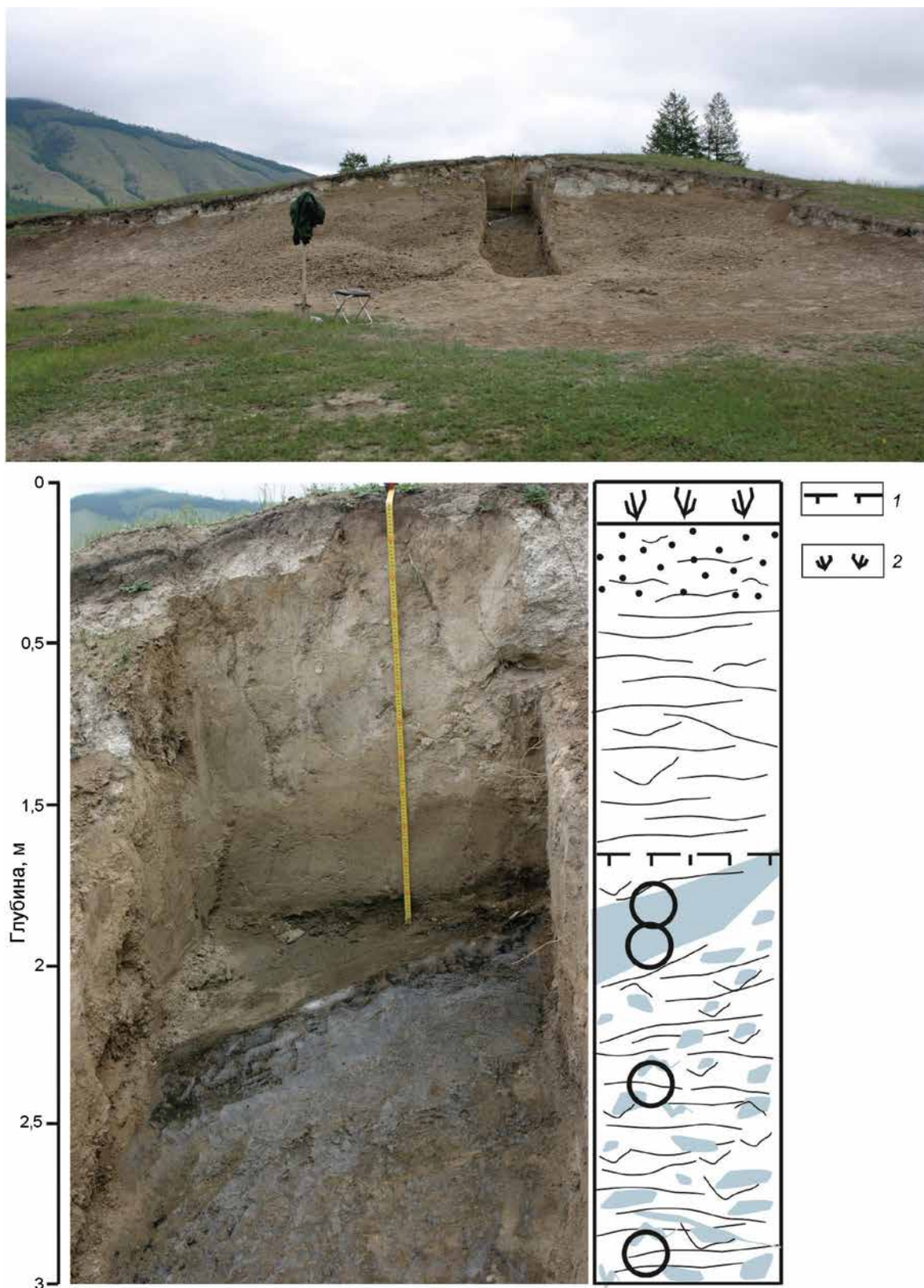


Рис. 4. Бугор пучения Se-16-1 и фрагмент его разреза:

1 – кровля мерзлоты; 2 – растительно-дерновый слой; остальные усл. обозначения см. рис. 2

Fig. 4. Frost mound Se-16-1 and fragment of its section:

1 – permafrost table; 2 – vegetation-turf layer; other conditional denotations see Fig. 2

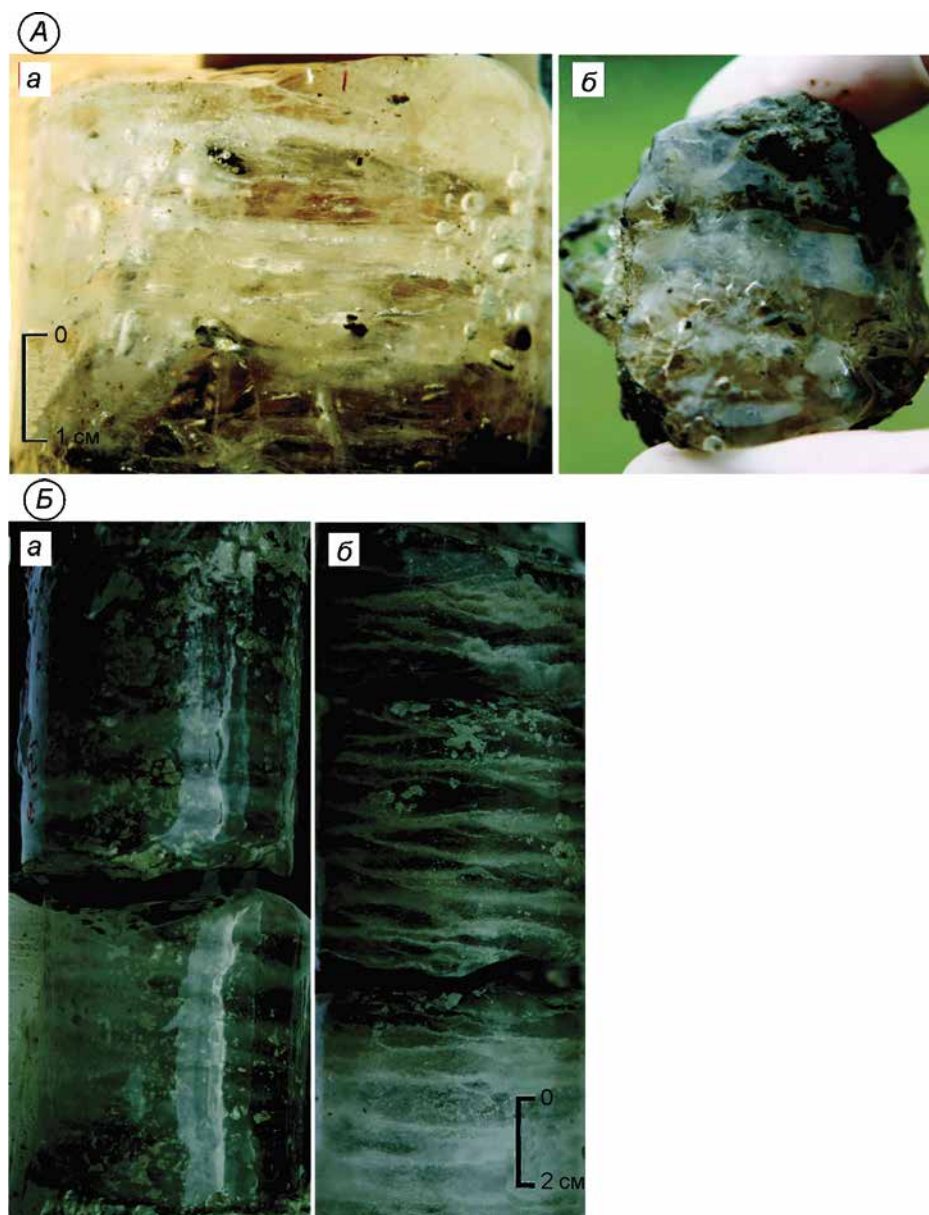


Рис. 5. Лёд из скважин:

A – Se-16-сква. 1: *a* – глубина 4,5 м, *б* – глубина 18,5–19,0 м; *B* – Se-15-сква. 2: *a* – глубина 4,7 м, *б* – глубина 11–11,5 м

Fig. 5. Ice from boreholes:

A – Se-16-drill hole 1: *a* – 4.5 m depth, *б* – 18.5–19.0 m depth; *B* – Se-15- drill hole 2: *a* – 4.7 m depth, *б* – 11–11.5 m depth

Минерализация льда, отобранного из ледогрунта (т.е. вместе с включениями вмещающего суглинка), выше на порядок.

Содержание основных ионов – Ca^{2+} и HCO_3^- , формирующих геохимический тип подземного льда, с глубиной не испытывает колебаний и составляет от 35 до 50 %-экв. от суммы катионов и от 55 до 70 %-экв. от суммы анионов соответственно. Увеличение минерализации текстурообразующего льда вниз по разрезу в обоих буграх происходит

за счёт роста доли сульфатов – до 43 %-экв. и аммония – до 38 %-экв., и в результате геохимический тип льда становится сульфатно-гидрокарбонатным или даже аммонийно-гидрокарбонатным. Концентрация Cl^- и Na^+ вниз по разрезу уменьшается до 2 и менее 4 %-экв. соответственно.

Химический состав *расплавов подземного льда в оттаявших суглинках* из керна скважин – гидрокарбонатный кальциевый магниевый-кальциевый и кальциевый-магниевый. Минерализация распла-

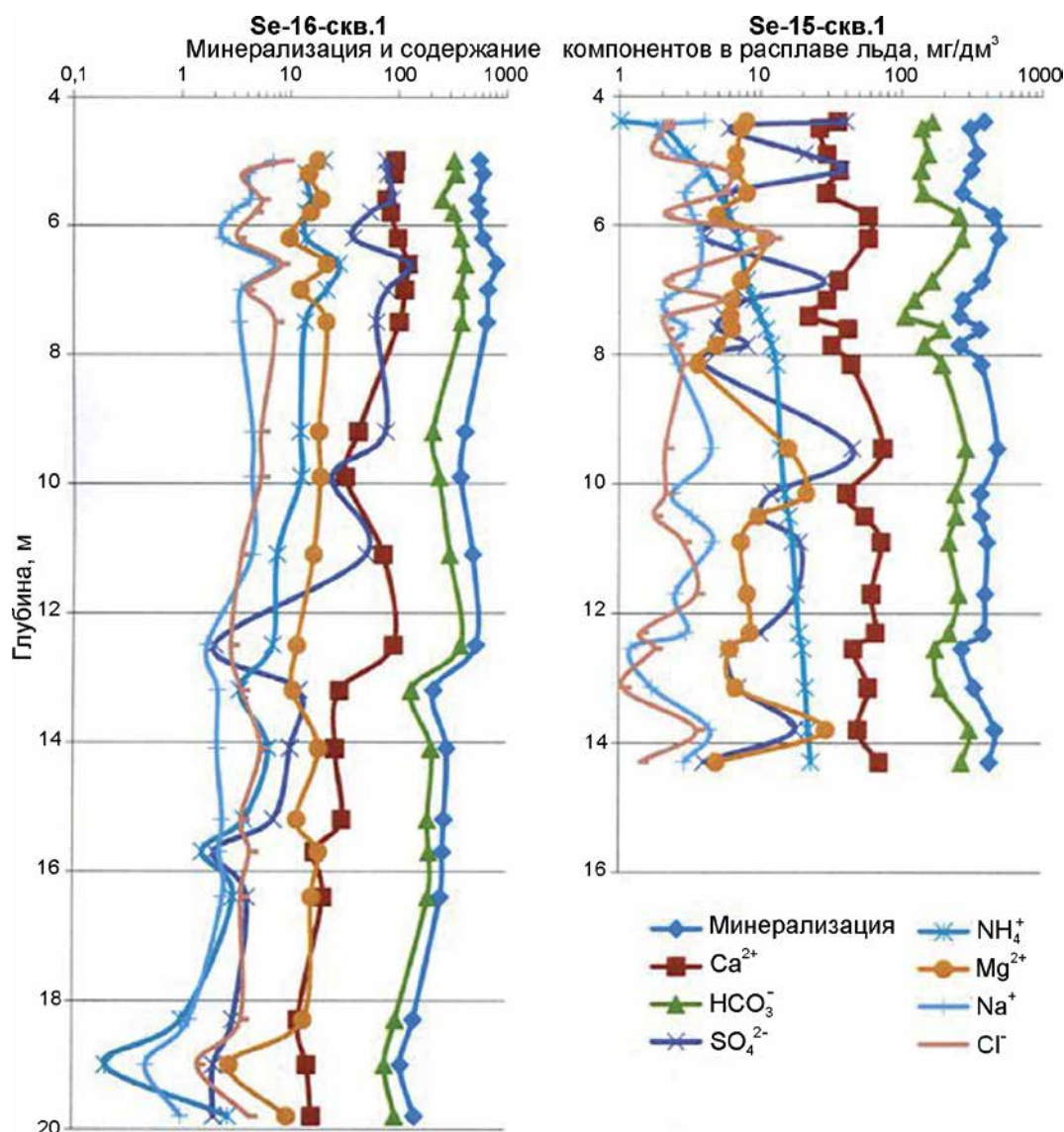


Рис. 6. Изменение химического состава расплавов льда в оттаявших льдистых суглинках с глубиной (в логарифмическом масштабе)

Fig. 6. Change of chemical composition of the melt ice in the thawed icy clayey silts along depth (in the log scale)

вов изменяется от 105,7 до 792,5 мг/дм³ в разрезе скв. 1 и от 178,4 до 488,6 мг/дм³ в разрезе скв. 2, при величине pH от слабокислой до слабощелочной. С глубиной минерализация расплавов понижается (рис. 6). Возможно, это связано не только с особенностями строения разреза, но и с процессами взаимодействия в системе вода–порода. Из керна скв. 1, ниже 13 м, за счёт значительной льдистости разреза и мощности ледяных прослоев удавалось отобрать достаточное для анализа количество практически чистого льда, поэтому расплав отличается минимальной минерализацией и концентрацией макрокомпонентов.

В оттаявших льдистых суглинках в результате взаимодействия (либо до промерзания рыхлых отложений, либо за время контакта жидкой и твёрдой фаз в ёмкости до аналитических определений) могли быть созданы условия для перехода в раствор легкорастворимых солей из породы, что привело к повышению суммы и содержания ионов. В целом в обеих скважинах изменение содержания компонентов по разрезу имеет схожий характер. В составе жидкой фазы доминируют кальций и гидрокарбонат-ион. Содержание Ca^{2+} и HCO_3^- равно соответственно 32–86 и 53–98 %-экв. В весовом выражении кальция в

Химический состав речных и озёрных вод Окинского плоскогорья*

Место отбора проб воды	pH	Единицы измерения	Содержание компонентов											Сумма ионов, мг/дм ³
			NH ₄ ⁺	K ⁺	Na ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ³⁻	NO ₂ ⁻	NO ₃ ⁻	H ₄ SiO ₄	
Р. Сенца	7,7	мг/дм ³	< 0,1	0,8	1,3	2,0	17,8	1,1	5,6	63,5	< 0,01	0,4	7,0	99,4
		мг-экв/дм ³		0,0	0,1	0,2	0,9	0,0	0,1	1,0		0,0		
		%-экв.		1,9	4,9	14,2	79,0	2,5	9,79	87,2		0,6		
Р. Ока	7,9	мг/дм ³	< 0,1	0,5	1,0	4,0	22,4	1,1	7,0	85,4	< 0,01	0,4	10,0	131,9
		мг-экв/дм ³		0,0	0,0	0,3	1,1	0,0	0,2	1,4		0,0		
		%-экв.		0,9	3,0	21,9	74,3	1,9	9,2	88,5		0,5		
Озеро у бугра Se-14-1 (с глубины 2,9 м)	7,3	мг/дм ³	< 0,1	1,7	1,3	3,4	30,5	1,1	17,1	94,0	0,8	< 0,4	10,0	159,8
		мг-экв/дм ³		0,0	0,1	0,3	1,5	0,0	0,4	1,5	0,0			
		%-экв.		2,3	3,1	14,7	79,9	1,5	18,3	79,3	0,8			
Озеро у бугра Se-14-1 (с поверхности)	7,1	мг/дм ³	< 0,1	1,5	1,4	3,9	25,7	1,4	16,1	83,0	< 0,01	0,7	2,0	135,6
		мг-экв/дм ³		0,0	0,1	0,3	1,3	0,0	0,3	1,4		0,0		
		%-экв.		2,3	3,6	18,8	75,3	2,3	19,2	78,0		0,6		
Озеро у бугра Se-15-3	6,8	мг/дм ³	< 0,1	0,8	1,1	2,9	15,0	1,8	10,3	58,6	< 0,01	0,5	10,0	101,0
		мг-экв/дм ³		0,0	0,1	0,2	0,8	0,1	0,2	1,0		0,0		
		%-экв.		2,0	4,6	22,7	70,8	4,1	17,4	77,9		0,7		
Оз. Дальнее	6,7	мг/дм ³	< 0,1	2,2	3,7	8,3	30,1	2,1	46,9	92,8	< 0,01	2,0	5,0	192,3
		мг-экв./дм ³		0,1	0,2	0,7	1,5	0,1	1,0	1,2		0,3		
		%-экв.		2,3	6,6	28,4	62,7	2,3	37,7	58,7		1,3		
Оз. Хухэ-Нур	7,6	мг/дм ³	< 0,1	1,0	1,6	0,9	21,7	1,1	6,0	75,7	< 0,01	< 0,4	4,0	111,8
		мг-экв/дм ³		0,03	0,07	0,07	1,08	0,0	0,1	1,2				
		%-экв.		2,1	5,6	5,6	86,7	2,2	9,0	88,9				

*Содержание отдельных компонентов приведены только в одних единицах измерения (в мг/дм³), а в других не пересчитывается из-за малого их содержания.

расплавах льда содержится в среднем 60 мг/дм³, а гидрокарбонат-иона — 250 мг/дм³. По величине концентрации за кальцием следует магний — 2,8–29,3 мг/дм³ или 12–59 %-экв. В нижней части разреза на глубине 13–19 м его содержание даже больше чем кальция.

В скв. 1 на глубине 6,4–6,8 м в пробах зафиксировано высокое содержание аммония — до 27,5 мг/дм³ (более 15 %-экв) с тенденцией уменьшения вниз по разрезу до 0,2 мг/дм³ в интервале 18,6–19,3 м. Концентрация сульфат-иона на глубине 6,4–6,8 м достигает 125 мг/дм³ (более 27 %-экв.), поэтому геохимический тип льда становится сульфатно-гидрокарбонатным. Ниже по разрезу содержание SO₄²⁻ уменьшается и на глубине 19,3–20,4 м равно 2,0 мг/дм³. В скв. 2 содержание аммония также повышенное — до 17,5 мг/дм³, более 25 %-экв. (на глубине 2,8–3,0 м). В результате химический состав расплавов изменяется на аммонийно-гидрокарбонатный. Характер распределения содержания NH₄⁺ по разрезу не синхронен с другими компо-

нентами. Присутствие в пробах достаточно высокого содержания аммония, а также нитратов и нитритов — характерная особенность ионного состава расплавов подземного льда.

Вода рек Сенцы и Оки — ультрапресная, с минерализацией 99–132 мг/дм³, по химическому составу — гидрокарбонатная кальциевая (таблица). В озёрах, примыкающих к подножию бугров пучения (в том числе в оз. Дальнее), минерализация воды составляет 101–192 мг/дм³, что коррелирует с минерализацией речных вод. Однако в анионном составе озёрных вод содержится гораздо больше сульфатов (до 38 %-экв.), а среди катионов, кроме кальция, установлено повышенное содержание магния (до 28,4 %-экв.). По химическому составу вода озёр сульфатно-гидрокарбонатная магниевокальциевая. Повышенное содержание сульфатов в воде в настоящее время связано, скорее всего, с полустойным режимом озёр. Гидравлическая связь с речными водами появляется только в результате поднятия уровня воды в реке

более чем на 1 м, что происходит не каждый год. В результате этого в периоды полустойного режима озёрная вода обогащается сульфатами за счёт окислительно-восстановительных и биологических процессов в непроточном водоёме. Вода в оз. Хухэ-Нур, которое протокой связано с р. Сенца, по составу — гидрокарбонатная кальциевая с минерализацией 112 мг/дм³.

Обсуждение результатов

Бугры пучения, расположенные в долине, имеют различные размеры и приурочены в основном к области распространения озёрных отложений в зоне подпора, образованной барражом ледникового генезиса — конечной мореной [21] или/и гравитационного происхождения обвалами, залповыми выбросами материала из боковых долин и др. Меандрирующее русло реки и большое число стариц и озёр указывают на перегруженность долины осадочным материалом. Мелкозернистые отложения, формировавшиеся в озёрных котловинах и речной долине при низких скоростях течения воды, служили благоприятной средой в период многолетнего промерзания для активизации процессов пучения поверхности поймы и террасы р. Сенца. В голоцене, после спуска палеоозера, в водонасыщенных отложениях подозёрного талика, подвергшихся прогрессирующему всестороннему промерзанию, в результате миграции влаги происходило сегрегационное льдообразование, которое приводило к пучению рыхлых отложений.

Приуроченность бугров пучения к озёрно-аллювиальным отложениям р. Сенца, местами заболоченным, позволяет предполагать, что пучение и формирование бугров происходили не только в результате сегрегационного льдообразования при промерзании водонасыщенных озёрных осадков, но и при неоднократном внедрении вод подруслового и пойменного водоносных горизонтов, гидравлически связанных с речными водами. Линзы чистого льда мощностью 40–65 см образовались, видимо, за счёт наиболее мощных напорных инъекций воды, что привело к дополнительному росту бугров пучения. На сложность и разнообразие процессов кристаллизации воды указывают газовые включения в ледяных линзах, которые характеризуются

хаотичной ориентировкой и группировкой в скопления круглых, плоских, вытянутых и изогнутых пузырьков. По вертикали в прослоях льда выделяются несколько слоёв с разной насыщенностью газовыми включениями. Небольшие размеры и округлая форма пузырьков в газонасыщенном слое льда указывают на быструю кристаллизацию внедряющихся в грунт напорных подземных вод, в процессе которой растворённый газ захватывался льдом. В тех слоях льда, где газовых пузырьков гораздо меньше, они имеют вытянутую (эллипсоидную) форму и больший размер, что может указывать на невысокую скорость льдообразования [26, 27]. В результате напорных инъекций воды могла образоваться обширная площадь либо с множеством бугров пучения разного размера, либо один гигантский бугор, который в настоящее время, вероятно, разделён на отдельные фрагменты в результате активного термокарста на надпойменной террасе и термоэрозии берегов р. Сенца.

Текстурообразующие льды в суглинках по сравнению с прослоями льда более минерализованы, обогащены NH_4^+ и SO_4^{2-} . Данные компоненты не свойственны поверхностным водам региона. Накапливаясь эти компоненты во льду могли в результате взаимодействия воды с вмещающими озёрными отложениями до начала их промерзания. Естественный источник азотосодержащих веществ (в том числе аммония) во льду — органическое вещество животного происхождения — прижизненные выделения гидробионтов (бактерий, ракообразных и рыб), а также озёрные и озёрно-болотные отложения, изобилующие органическими остатками.

Установлено несколько этапов вулканической активности на Окинском плоскогорье, датированных радиоуглеродным анализом растительных остатков и углей, а также дендрохронологическим анализом живой и погибшей древесины: I этап — 13 250–13 550, II — 7000–13 500, III — 4600–5450 и IV — 500–800 лет [28, 29]. Возможность увеличения содержания сульфатов в поверхностных и подземных водах обусловлена выбросом сернистых газов и пепла, а также выпадением кислотных дождей при вулканических извержениях. Радиоуглеродные датировки органических и древесных остатков, отобранных из отложений террасы, показывают, что озёрные суглинки, вмещающие бугры пучения, формировались в период от

4,7 до 7 тыс. лет назад [18]. В этот период вулканическая активность II и III этапов несомненно оказала определённое влияние на химический состав гидросферы и накапливающихся отложений.

Заключение

Многочисленные бугры пучения различных размеров или фрагменты одного бугра расположены на левой надпойменной террасе р. Сенца в зоне подпора, образованной конечной мореной позднелейстоценового возраста. Они сложены переслаивающимися озёрно-аллювиальными льдистыми суглинками, супесями и линзами чистого льда. Бугры пучения представляют собой криогенные образования, вероятно, смешанного сегрегационно-инъекционного генезиса, на что указывает их характерное строение — переслаивание линз чистого льда и льдистых рыхлых отложений.

Расплавы подземных льдов бугров пучения — ультрапресные и пресные. Минерализация чистого льда из линз и прослоев составляет 6,5–15,6 мг/дм³, в текстурообразующем льде она увеличивается на порядок. По химическому составу льды бугров пучения — гидрокарбонатные, сульфатно-гидрокарбонатные и аммонийно-гидрокарбонатные кальциевые. Специфика

геохимии подземных льдов обусловлена взаимодействием в системе вода — порода, наличием органики в рыхлых отложениях и, предположительно, неоднократной активизацией вулканизма в позднем плейстоцене—голоцене, в результате которой в составе поверхностных и подземных вод содержание таких компонентов, как сульфаты, возрастало.

Геохимический тип расплавов чистого льда и текстурообразующего подземного льда в целом одинаков — гидрокарбонатный кальциевый, а состав идентичен составу озёрных и речных вод. К общей черте химического состава льдов относится наличие ионов аммония, нитратов и нитритов. Однако минерализация чистого льда на порядок ниже солёности расплава ледогрунта (подземного льда и вмещающих пород).

Благодарности. Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 16-05-00115. Авторы благодарны А.А. Рыбченко, А.А. Светлакову и А.В. Дубынину за существенную помощь в проведении полевых работ.

Acknowledgments. This study was financially supported by the Russian Foundation for Basic Research, grant № 16-05-00115. The authors thank A.A. Rybchenko, A.A. Svetlakov, and A.V. Dubynin for assistance with field works.

Литература

1. Волкова В.П., Романовский Н.Н. О химическом составе подземных льдов в четвертичных отложениях южной части Яно-Инди́гирской низменности // Проблемы криолитологии: Вып. 4. М.: Изд-во МГУ, 1974. С. 199–208.
2. Анисимова Н.П. Криогидрогеохимические особенности мерзлой зоны. Новосибирск: Наука, 1981. 152 с.
3. Анисимова Н.П. Особенности гидрогеохимических исследований подземных льдов // Региональные геокриологические исследования в Восточной Азии. Якутск: изд. Ин-та мерзлотоведения СО АН СССР, 1983. С. 12–19.
4. Алексеева Л.П., Алексеев С.В., Кононов А.М. Геохимические особенности подземных текстурообразующих льдов алмазоносных районов Западной Якутии // Лёд и Снег. 2014. № 1 (125). С. 101–113.
5. Васильчук Ю.К., Алексеев С.В., Аржанников С.Г., Алексеева Л.П., Аржанникова А.В., Буданцева Н.А., Васильчук А.К., Чижова Ю.Н. Изотопный состав инъекционно-сегрегационной залежи в долине реки Сенца, Восточный Саян // ДАН. 2016. Т. 471. № 6. С. 697–702. doi: 10.7868/S0869565216360226.

References

1. Volkova V.P., Romanovskiy N.N. On chemical composition of ground ice in the Holocene sediments of south part of the Yana-Indigirka lowland. *Problemy kriolitologii*. Cryolithology Problems. M.: Moscow State University, 1974, 4: 199–208. [In Russian].
2. Anisimova N.P. *Kriogidrohimiicheskie osobennosti kriolitozony*. Cryohydrochemical peculiarities of cryolithozony. Novosibirsk: Nauka, 1981: 152 p. [In Russian].
3. Anisimova N.P. Specificity of ground ice researches. *Regionalnye geokriologicheskie issledovaniya v Vostochnoy Azii*. Regional geocryological studies in the Eastern Asia. Yakutsk: Institute of Permafrost Studies, Siberian Branch, USSR Academy of Sciences, 1983: 12–19. [In Russian].
4. Alekseeva L.P., Alexeev S.V., Kononov A.M. Geochemical features of texture-forming ground ice of diamondiferous areas of western Yakutia. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2014, 1 (125): 101–113. [In Russian].
5. Vasil'chuk Yu.K., Alexeev S.V., Arzhannikov S.G., Alekseeva L.P., Arzhannikova A.V., Budantseva N.A., Vasilchuk A.C., Chizhova Yu N. Isotope composition of injective-segregative ice-ground bed in Sentsa river valley, East Sayan Mtn. *Doklady Akademii Nauk*. Proc. of

6. Iwahana G., Fukui K., Mikhailov N., Ostanin O., Fuj'ii Y. Internal structure of a lithalsa in the Akkol Valley, Russian Altai Mountains // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2012. V. 23. P. 107–118. doi: 10.1002/ppp.1734.
7. Wang B., French H.M. Permafrost on the Tibet Plateau, China // *Quaternary Science Reviews*. 1995. V. 14. P. 255–274.
8. Yoshikawa K., Natsagdorj Sh., Sharkhuu A. Groundwater hydrology and stable isotope analysis of an open-system pingo in Northwestern Mongolia // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2013. V. 24. P. 175–183. doi: 10.1002/ppp.1773.
9. Ishikawa M., Yamkhin J. Formation chronology of Ar-sain Pingo, Darhad Basin, Northern Mongolia // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2016. V. 27. P. 297–306. doi: 10.1002/ppp.1877.
10. Mackay J.R. Pingo growth and collapse, Tuktoyaktuk Peninsula Area, Western Arctic Coast, Canada: A long-term field study // *Geographie physique et Quaternaire*. 1998. V. 52. P. 271–323.
11. Pissart A. Palsas, lithalsas and remnants of these periglacial mounds: a progress report // *Progress in Physical Geography*. 2002. V. 26. P. 605–621. doi: 10.1191/0309133302pp354ra.
12. Wolfe S.A., Stevens C.W., Gaanderse A.J., Oldenborger G.A. Lithalsa distribution, morphology and landscape associations in the Great Slave Lowland, Northwest Territories, Canada // *Geomorphology*. 2014. V. 204. P. 302–313. doi: org/10.1016/j.geomorph.2013.08.014.
13. Wünnemann B., Demske D., Tarasov P.E., Kotlia B.S., Bloemendal J., Diekmann B., Hartmann K., Reinhardt C., Riedel F., Arya N. Hydrological evolution during the last 15 kyr in the Tso Kar lake basin (Ladakh, India), derived from geomorphological, sedimentological and palynological records // *Quaternary Science Reviews*. 2010. V. 29. Is. 9–10. P. 1138–1155. doi: 10.1016/j.quascirev.2010.02.017.
14. Grosse G., Jones B.M. Spatial distribution of pingos in northern Asia // *The Cryosphere*. 2011. V. 5. P. 13–33. doi: 10.5194/tc-5-13-2011.
15. Алексеев С.В., Аржанников С.Г., Алексеева Л.П., Васильчук Ю.К. Бугры пучения в долине реки Сенца, Окинское плоскогорье, Восточный Саян // *Тр. Междунар. конф. Тюмень: Изд-во «Эпоха»*, 2015. С. 12–15.
16. Алексеев С.В., Алексеева Л.П., Васильчук Ю.К., Козырева Е.А., Светлаков А.А., Рыбченко А.А. Бугры пучения в долине реки Сенца, Окинское плоскогорье, Восточный Саян // *Успехи современного естествознания*. 2016. № 3. С. 121–126.
17. Алексеев С.В., Алексеева Л.П., Васильчук Ю.К., Козырева Е.А., Светлаков А.А. Многолетняя мерзлота Окинского плоскогорья (Восточные Саяны) // *Материалы Пятой конф. геокриологов России (14–17 июня 2016 г., МГУ имени М.В. Ломоносова)*. Т. 2. М.: Университетская книга, 2016. С. 148–153.
18. Васильчук Ю.К., Алексеев С.В., Аржанников С.Г., Алексеева Л.П., Буданцева Н.А., Чижова Ю.Н., Аржанникова А.В., Васильчук А.К., Козырева Е.А., the Academy of Sciences. 2016, 471 (6): 697–702. doi: 10.7868/S0869565216360226. [In Russian].
6. Iwahana G., Fukui K., Mikhailov N., Ostanin O., Fuj'ii Y. Internal structure of a lithalsa in the Akkol Valley, Russian Altai Mountains. *Permafrost and Periglacial Processes*. 2012, 23: 107–118. doi: 10.1002/ppp.1734.
7. Wang B., French H.M. Permafrost on the Tibet Plateau, China. *Quaternary Science Reviews*. 1995, 14: 255–274.
8. Yoshikawa K., Natsagdorj Sh., Sharkhuu A. Groundwater hydrology and stable isotope analysis of an open-system pingo in Northwestern Mongolia. *Permafrost and Periglacial Processes*. 2013, 24: 175–183. doi: 10.1002/ppp.1773.
9. Ishikawa M., Yamkhin J. Formation chronology of Ar-sain Pingo, Darhad Basin, Northern Mongolia. *Permafrost and Periglacial Processes*. 2016, 27: 297–306. doi: 10.1002/ppp.1877.
10. Mackay J.R. Pingo growth and collapse, Tuktoyaktuk Peninsula Area, Western Arctic Coast, Canada: A long-term field study. *Geographie physique et Quaternaire*. 1998, 52: 271–323.
11. Pissart A. Palsas, lithalsas and remnants of these periglacial mounds: a progress report. *Progress in Physical Geography*. 2002, 26: 605–621. doi: 10.1191/0309133302pp354ra.
12. Wolfe S.A., Stevens C.W., Gaanderse A.J., Oldenborger G.A. Lithalsa distribution, morphology and landscape associations in the Great Slave Lowland, Northwest Territories, Canada. *Geomorphology*. 2014, 204: 302–313. doi: org/10.1016/j.geomorph.2013.08.014.
13. Wünnemann B., Demske D., Tarasov P.E., Kotlia B.S., Bloemendal J., Diekmann B., Hartmann K., Reinhardt C., Riedel F., Arya N. Hydrological evolution during the last 15 kyr in the Tso Kar lake basin (Ladakh, India), derived from geomorphological, sedimentological and palynological records. *Quaternary Science Reviews*. 2010, 29 (9–10): 1138–1155. doi: 10.1016/j.quascirev.2010.02.017.
14. Grosse G., Jones B.M. Spatial distribution of pingos in northern Asia. *The Cryosphere*. 2011, 5: 13–33. doi: 10.5194/tc-5-13-2011.
15. Alexeev S.V., Arzhannikov S.G., Alekseeva L.P., Vasil'chuk Yu.K. Бугры пучения в долине реки Сенца, Окинское плоскогорье, Восточный Саян. *Proc. of the Intern. Conf. Tyumen: Epoch*, 2015: 12–15. [In Russian].
16. Alekseeva L.P., Alexeev S.V., Vasil'chuk Yu.K., Kozyreva E.A., Svetlakov A.A. Frost mound in the Sentsa river valley, Oka plateau, East Sayan Mtn. *Uspekhi sovremennogo estestvoznaniya*. Advances in current natural sciences. 2016, 3: 121–126. [In Russian].
17. Alekseeva L.P., Alexeev S.V., Vasil'chuk Yu.K., Kozyreva E.A., Svetlakov A.A. Permafrost of Oka Plateau (East Sayan Mnt.). *Materialy 5 konf. geokriologov Rossii*. Proc. of the 5th Conf. on the Permafrost of Russia (14–17 June 2016, Moscow State University). V. 2. Moscow: University Book, 2016: 148–153. [In Russian].
18. Vasil'chuk Yu.K., Alexeev S.V., Arzhannikov S.G., Alekseeva L.P., Budantseva N.A., Chizhova Yu N., Arzhannikova A.V., Vasilchuk A.C., Kozyreva E.A., Rybchenko A.A., Svetlakov A.A. Isotope composition of ice-ground core of mineral frost mounds in Sentsa river valley, East Sayan

- Рыбченко А.А., Светлаков А.А. Изотопный состав ледогрунтового ядра минеральных бугров пучения в долине реки Сенца, Восточный Саян // Криосфера Земли. 2015. Т. XIX. № 2. С. 52–66.
19. Vasil'chuk Yu.K., Alexeev S.V., Arzhannikov S.G., Alekseeva L.P., Budantseva N.A., Chizhova Ju N., Arzhannikova A.V., Vasilchuk A.C. Lithals in the Sentsa river valley, Eastern Sayan Mountains, Southern Russia // Permafrost and Periglacial Processes. 2016. V. 27. Is. 3. P. 285–296. doi: 10.1002/ppp.1876.
 20. Атлас Забайкалья (Бурятская АССР и Читинская область) / Гл. ред. В.Б. Сочава. М. – Иркутск: изд. ГУГК, 1967. 176 с.
 21. Аржанников С.Г., Броше Р., Жоливе М., Аржанникова А.В. К вопросу о позднеплейстоценовом оледенении юга Восточного Саяна и выделении конечных морен MIS 2 на основе бериллиевого датирования (^{10}Be) ледниковых комплексов // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 11. С. 1917–1933.
 22. Гидрогеология СССР: Т. XXII. Бурятская АССР. М.: Недра, 1970. 432 с.
 23. Светлаков А.А., Козырева Е.А., Алексеев С.В. Температурный режим многолетнемерзлых грунтов в долине р. Сенца // Материалы XXVII Всерос. молодёжной конф. с участием исследователей из других стран «Строение литосферы и геодинамика». Иркутск: изд. Ин-та земной коры СО РАН, 2017. С. 205–206.
 24. Резников А.А., Муликовская Е.П., Соколов И.Ю. Методы анализа природных вод. М.: Недра, 1970. 488 с.
 25. Основы гидрогеологии: Общая гидрогеология. Новосибирск: Наука, 1980. 225 с.
 26. Шумский П.А. Основы структурного ледоведения. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 492 с.
 27. Втюрина Е.А., Втюрин Б.И. Ледообразование в горных породах. М.: Наука, 1979. 279 с.
 28. Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С., Брандт С.Б., Иванов А.В. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь – Южная и Восточная Азия). Новосибирск: Наука, 2000. 288 с.
 29. Ivanov A.V., Arzhannikov S.G., Demanterova E.I., Arzhannikova A.V., Orlova L.A. Jom-Bolok Holocene volcanic field in the East Sayan Mts., Siberia, Russia: structure, style of eruptions, magma compositions, and radiocarbon dating // Bulletin of Volcanology. 2011. V. 73. P. 1279–1294. doi: 10.1007/s00445-011-0485-9.
 - Mtn. Kriosfera Zemli. Earth's Cryosphere. 2015, 19 (2): 52–66. [In Russian].
 19. Vasil'chuk Yu.K., Alexeev S.V., Arzhannikov S.G., Alekseeva L.P., Budantseva N.A., Chizhova Ju N., Arzhannikova A.V., Vasilchuk A.C. Lithals in the Sentsa river valley, Eastern Sayan Mountains, Southern Russia. Permafrost and Periglacial Processes. 2016, 27 (3): 285–296. doi: 10.1002/ppp.1876.
 20. Atlas Zabaikaliya (Buryatskaya ASSR i Chitinskaya oblast'). Atlas of Transbaikalia (Buryat ASSR and Chita region). Ed. V.B. Sochava. Moscow–Irkutsk: GUGK, 1967: 176 p. [In Russian].
 21. Arzhannikov S.G., Broshe R., Zholive M., Arzhannikova A.V. To the problem of Late Pleistocene glaciation of south of the East Sayan and distinguish of end moraines MIS 2 on the base of beryllium dating (^{10}Be) of glacial complexes. Geologiya i geofizika. Geology and Geophysics. 2015, 56 (11): 1917–1933. [In Russian].
 22. Gidrogeologiya SSSR. Tom XXII. Buryatskaya ASSR. Hydrogeology of the USSR. V. XXII. Buryat ASSR. Moscow: Nedra, 1970: 432 p. [In Russian].
 23. Svetlakov A.A., Kozyreva E.A., Alexeev S.V. Thermal regime of permafrost in the Sentsa river valley. Materialy XXVII vseros. mlad. konf. s uchastiem issledovateley iz drugich stran «Stroenie litosfery i geodinamika». Irkutsk: Institute of Earth Crust, Siberian Branch of RAS, 2017: 205–206 p. [In Russian].
 24. Reznikov A.A., Mulikovskaya E.P., Sokolov I.Yu. Metody analiza prirodnykh vod. Methods of natural water analyses. Moscow: Nedra, 1970: 488 p. [In Russian].
 25. Osnovy gidrogeologii: Obshchaya gidrogeologiya. Hydrogeology basis: General hydrogeology. Novosibirsk: Nauka, 1980: 225 p. [In Russian].
 26. Shumsky P.A. Osnovy strukturnogo ledovedeniya. Principles of structural ice study. Moscow: USSR Academy of Sciences, 1955: 492 p. [In Russian].
 27. Vtyurina Ye.A., Btyurin B.I. L'doobrasovanie v gornyykh porodakh. Ice formation in the rocks. M.: Nauka, 1979: 279 p. [In Russian].
 28. Rasskazov S.V., Logachev N.A., Brandt I.S., Brandt S.B., Ivanov A.V. Geokhronologiya i geodinamika pozdnego kainozoya (Yuzhnaya Sibir' – Uzhnaya i Vostochnaya Aziya). Geochronology and geodynamics of Late Cenozoic (South Siberia – South and East Asia). Novosibirsk: Nauka, 2000: 288 p. [In Russian].
 29. Ivanov A.V., Arzhannikov S.G., Demanterova E.I., Arzhannikova A.V., Orlova L.A. Jom-Bolok Holocene volcanic field in the East Sayan Mts., Siberia, Russia: structure, style of eruptions, magma compositions, and radiocarbon dating. Bulletin of Volcanology. 2011, 73: 1279–1294. doi: 10.1007/s00445-011-0485-9.

Морские, речные и озёрные льды

УДК 551.467

doi: 10.15356/2076-6734-2018-4-537-551

Использование спутниковой информации для обнаружения айсбергов и оценки айсберговой угрозы

© 2018 г. И.А. Бычкова*, В.Г. Смирнов

Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия;
Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург, Россия

*bychkova@aari.ru

Use of satellite data for detecting icebergs and evaluating the iceberg threats

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

Arctic and Antarctic Research Institute, Saint-Petersburg, Russian; Russian State Hydrometeorological University, Saint-Petersburg, Russian
*bychkova@aari.ru

Received February 4, 2018

Accepted April 24, 2018

Keywords: Arctic seas, high spacial resolution images, icebergs, optical spectral range, radar with synthetic aperture, satellite monitoring.

Summary

The methods of satellite monitoring of dangerous ice formations, namely icebergs in the Arctic seas, representing a threat to the safety of navigation and economic activity on the Arctic shelf are considered. The main objective of the research is to develop methods for detecting icebergs using satellite radar data and high space resolution images in the visible spectral range. The developed method of iceberg detection is based on statistical criteria for finding gradient zones in the analysis of two-dimensional fields of satellite images. The algorithms of the iceberg detection, the procedure of the false target identification, and determination the horizontal dimensions of the icebergs and their location are described. Examples of iceberg detection using satellite information with high space resolution obtained from Sentinel-1 and Landsat-8 satellites are given. To assess the iceberg threat, we propose to use a model of their drift, one of the input parameters of which is the size of the detected objects. Three possible situations of observation of icebergs are identified, namely, the «status» state of objects: icebergs on open water; icebergs in drifting ice; and icebergs in the fast ice. At the same time, in each of these situations, the iceberg can be grounded, that prevents its moving. Specific features of the iceberg monitoring at various «status» states of them are considered. The «status» state of the iceberg is also taken into account when assessing the degree of danger of the detected object. The use of iceberg detection techniques based on satellite radar data and visible range images is illustrated by results of monitoring the coastal areas of the Severnaya Zemlya archipelago. The approaches proposed to detect icebergs from satellite data allow improving the quality and efficiency of service for a wide number of users with ensuring the efficiency and safety of Arctic navigation and activities on the Arctic shelf.

Citation: Bychkova I.A., Smirnov V.G. Use of satellite data for detecting iceberg and evaluation the iceberg threats. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2018. 58 (3): 537–551. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2018-4-537-551.

Поступила 4 февраля 2018 г.

Принята к печати 24 апреля 2018 г.

Ключевые слова: айсберги, арктические моря, оптический спектральный диапазон, радиолокатор с синтезированной апертурой, снимки высокого пространственного разрешения, спутниковый мониторинг.

Рассмотрены методы обработки оперативной спутниковой информации об айсбергах. Применённая методика обнаружения айсбергов основана на статистических критериях поиска градиентных зон при анализе двухмерных полей. Использование методик обнаружения айсбергов по спутниковым радиолокационным данным и снимкам видимого диапазона показано на материалах мониторинга прибрежных районов Северной Земли.

Введение

Айсберги потенциально опасны на акватории арктических районов. Опасность заключается как в риске столкновения судна или инженерного сооружения с массивным айсбергом, так и в

повреждении подводной частью айсбергов кабелей и трубопроводов, проложенных в мелководной зоне по морскому дну. Основные источники айсбергов в арктических морях России — ледники архипелагов Земли-Франца Иосифа, Новой Земли и Северной Земли. Размеры большинства

айсбергов менее 100 м, и наблюдать за такими малыми объектами при помощи спутников стало возможно только с 1990-х годов, когда появились спутники нового поколения, оснащённые радиолокаторами с синтезированной апертурой (РСА) и аппаратурой видимого диапазона с высоким пространственным разрешением [1].

В настоящее время в разных странах ведутся активные работы по созданию спутниковых технологий, обеспечивающих обнаружение арктических айсбергов и дальнейшее слежение за ними. Необходимый элемент спутниковых технологий мониторинга айсбергов — прогноз дрейфа айсбергов и их разрушения [2, 3]. Разработке таких спутниковых технологий способствовало потепление климата в Арктике, сопровождающееся ускоренным таянием ледников и ростом числа айсбергов, образующихся при их разрушении. Мониторинг позволяет не только установить зоны риска столкновения с айсбергом, проследить за морскими течениями, трассами которых могут быть айсберги, но и оценить возможные изменения в биологии морей, связанные с переносом вместе с айсбергами больших масс пресной воды [4].

Спутниковые методы, используемые для обнаружения айсбергов

Канадская ледовая служба (Canadian Ice Service, CIS) и Канадская корпорация C-CORE (Centre for Cold Ocean Resource Engineering) с 1990-х годов использует данные спутниковых радиолокаторов для обнаружения айсбергов [5–7]. Автоматизированные методы отслеживания айсбергов по спутниковым наблюдениям в CIS в оперативную практику пока не внедрены, однако ведутся работы по их созданию [7]. Метод CIS применяется для поиска айсбергов на открытой воде и основан на использовании частоты появления сигналов ложной тревоги Constant false alarm rate (CFAR) и сравнении значений в конкретном пикселе с порогом. Порог T определяется на основании известного значения вероятности ложной тревоги, по которому оценивают безразмерный параметр k , а также вычисленных для скользящего окна значений среднего сигнала μ и среднего квадратического отклонения σ : $T = \mu + k\sigma$. Изначально эта методика была разра-

ботана для районов с высокой плотностью айсбергов, в регионах же с их низкой плотностью порог, рассчитываемый по CFAR, оказывается завышенным. Метод позволяет выявить аномалии, но не обеспечивает понимания её природы — связана она с айсбергом или это сигнал от судна, или от взволнованной водной поверхности. В Германии предложена модификация метода CFAR для поиска айсбергов по снимкам РСА, основанная на итерационном подходе к расчёту CFAR: при каждой итерации значения σ и μ для воды переоцениваются, причём пиксели, идентифицированные на предыдущем шаге как айсберги, из расчёта исключаются [8].

Исследования CIS позволили обнаружить влияние режима поляризации спутникового радиолокационного сигнала на вероятность обнаружения айсбергов. Установлено, что при углах падения радарного сигнала менее 35° кросс-поляризационные наблюдения (HV) дают лучшие результаты при мониторинге айсбергов по сравнению с режимом горизонтальной поляризации (HH). Кросс-поляризационные наблюдения имеют также преимущества в условиях зондирования при сильном приводном ветре, что объясняется их меньшей чувствительностью к шероховатостям поверхности океана. При углах падения более 35° вероятность обнаружения айсбергов выше при использовании HH-поляризации, чем HV [4, 7].

В C-CORE выполнено исследование эффективности использования двойной поляризации спутниковых РСА — TerraSAR-X и RADARSAT-2 — при обнаружении айсбергов по сравнению с использованием одной поляризации. Данные с двойной поляризацией позволили повысить вероятность обнаружения айсбергов среди морских льдов [6]. Авторы работы [9] получили хорошие результаты по обнаружению мелких айсбергов по данным поляриметрических данных. Однако мультиполяризационные снимки отличаются небольшим пространственным охватом и имеют существенно более высокую стоимость съёмки по сравнению со съёмкой в одной поляризации. В однополяризационном режиме при разрешении 25 м кадр RADARSAT-2 составляет 100×100 км, а в четырёхполяризационном режиме при том же разрешении — только 25×25 км. Это обстоятельство препятствует использованию мультиполяризационных снимков РСА как основного источника информации в оперативных технологиях об-

наружения айсбергов. Вероятность обнаружения айсбергов с помощью ИСЗ зависит от соотношения размера и формы айсберга, пространственного разрешения аппаратуры, угла визирования, состояния моря. Сравнение возможностей спутников радиолокационной и оптической съёмки высокого разрешения при мониторинге айсбергов позволяет сделать вывод, что в видимом диапазоне при благоприятных погодных условиях доля обнаружения айсбергов, их кусков и обломков выше, чем при использовании снимков радиолокатора с синтезированной апертурой. При этом снижается и число ложных обнаружений. Кроме того, по снимкам видимого диапазона можно точнее определить линейные размеры айсберга. Определяемые по снимкам РСА параметры обнаруженных айсбергов отличаются от реально наблюдаемых из-за эффектов суммирования когерентных сигналов, приводящих, в частности, к кажущемуся изменению линейных размеров объекта.

Несмотря на худшие результаты использования РСА (только в условиях ясной погоды!) в определении параметров айсбергов по сравнению со съёмкой аппаратурой видимого диапазона, радиолокаторы в условиях Арктики, характеризующихся преобладанием облачности, представляют собой основной источник информации об опасных ледяных образованиях. Это объясняется тем, что радиолокационный сигнал не экранируется облачностью и не зависит от освещённости поверхности. При оптимальных условиях наблюдений спутниковые радиолокаторы позволяют обнаружить айсберги, размер которых равен пространственному разрешению аппаратуры с вероятностью 90% [5]. В то же время съёмка в видимом диапазоне информативна только при отсутствии облачности и в условиях достаточной освещённости (во время полярной ночи съёмка в видимом диапазоне невозможна). Тем не менее, при благоприятных погодных условиях спутниковые данные видимого диапазона можно использовать как эталонные для оценки точности спутниковых радиолокаторов при оценке параметров айсбергов.

Спутниковый снимок в видимом диапазоне с высоким разрешением позволяет достоверно идентифицировать айсберг, определить его форму (используя особенности тени или применяя режим стереосъёмки), отличить его от торосов и других ледяных образований. В целом, снимок в видимом диапазоне позволяет получить больше информации

об айсберге по сравнению с радиолокационным. Совместное использование данных видимого диапазона и РСА даёт возможность повысить достоверность обнаружения айсбергов и снизить погрешность определения их геометрических параметров.

Методика исследований

В настоящее время для обнаружения айсбергов в Арктике используются радиолокационные снимки высокого пространственного разрешения со спутников RADARSAT-2, TerraSAR-X, COSMO-SkyMed, Sentinel-1A, RISAT-1, а также снимки, получаемые в оптическом диапазоне со спутников Landsat-8, Sentinel-2, Pleiades и др. [1–9]. Для Арктического региона при мониторинге айсбергов с помощью РСА обычно заказывают съёмку с разрешением 3–25 м, так как на основании статистических данных большинство встречающихся айсбергов и их обломков имеют размеры от 10 до 50 м в поперечнике. Размеры используемых при мониторинге айсбергов радиолокационных кадров высокого разрешения составляют, как правило, от 30×50 до 100×150 км в зависимости от выбранного спутника и режима съёмки.

Выделяют три возможные ситуации наблюдения айсбергов: айсберги на открытой воде; айсберги в дрейфующем льду; айсберги в припае. Для каждой из этих ситуаций разрабатываются свои методические подходы, позволяющие обнаруживать айсберги и проводить их мониторинг. Самая распространённая ситуация обнаружения айсбергов — *на открытой воде*. В этом случае для поиска айсбергов применяют алгоритмы, основанные на пороговых методах [1, 7, 8]. При обнаружении айсбергов *в припае*, как правило, не возникает проблем. Такие айсберги могут быть обнаружены на серии последовательных спутниковых оптических и радиолокационных кадров как объекты с конкретными морфологическими особенностями, сохраняющие своё местоположение и характерные геометрические параметры достаточно длительный промежуток времени. При идентификации обнаруженного в припае объекта как айсберга может возникнуть проблема различения айсберга от стамухи, которая также неподвижна. Для отличия айсберга в припае (и айсберга, сидящего на мели) от стамухи используется разность в текстуре изображения этих двух типов объектов на снимках. Ста-

мухи имеют хаотичный рисунок поверхности, в то время как текстура айсбергов отражает упорядоченный рельеф поверхности, изначально присущий леднику, от которого айсберг откололся.

Обнаружение айсбергов в ледяном покрове, особенно в дрейфующем, представляет собой более сложную задачу по сравнению с обнаружением айсбергов на открытой воде. Большинство объектов удаётся распознать лишь по косвенным признакам. В том случае, когда айсберг дрейфует в ледяном покрове со скоростью, значительно превышающей скорость дрейфа льда, его можно уверенно опознать на снимках высокого разрешения по наличию характерного канала во льдах за айсбергом [10].

В Арктическом и Антарктическом научно-исследовательском институте (ААНИИ) создана технология обнаружения айсбергов по спутниковым радиолокационным изображениям и изображениям в оптическом спектральном диапазоне [2], прошедшая тестирование при обнаружении айсбергов на открытой воде в ходе выполнения ряда коммерческих проектов. Для реализации этой технологии разработана специальная компьютерная программа. При использовании оптических снимков алгоритмическая схема обнаружения айсбергов усложняется по сравнению со схемой, применяемой для РСА-изображений, за счёт введения дополнительного блока выделения безоблачных участков. Программа позволяет найти и выделить облачные участки, рассматриваемые затем как дополнительные области отсека [11]. В качестве исходной информации программа использует радиолокационные спутниковые данные (RADARSAT-2, TerraSAR-X, SMO-SkyMed) и оптические изображения (Landsat-8), представляющие собой растровые файлы формата GeoTIFF. Используемый алгоритм обнаружения айсбергов настроен на анализ статистических характеристик двумерного поля, связанных не с абсолютной величиной сигнала, а с градиентами. Это позволяет не проводить пересчёт значений яркостного сигнала в значения удельной эффективной поверхности рассеяния (УЭПР) для РСА или абсолютных значений яркости (в случае оптических снимков). На выходе программа создаёт векторные шейп-файлы обнаруженных айсбергов для их дальнейшего использования в геоинформационных приложениях.

Важный момент при поиске айсбергов на спутниковом снимке — наличие в базе данных векторных файлов суши. Нанесение объектов суши на снимок позволяет избежать ложной идентификации объектов суши как айсбергов. Векторные файлы суши должны быть подготовлены на интересующий район заранее на основании имеющихся картографических материалов. Возможны ситуации, когда на заданный район отсутствует новая картографическая информация, в то же время наблюдаются существенные изменения береговой линии, не отражённые на старых картах. В таком случае проводится актуализация векторных файлов суши по данным спутниковых снимков высокого разрешения.

В соответствии с разработанной технологией рассчитываются статистические характеристики по выбранному оператором фрагменту изображения. Для скользящего окна 3×3 пикселя выполняется расчёт среднего квадратического отклонения сигнала σ , среднего значения сигнала μ и их отношения σ/μ . По полученным значениям σ/μ строится кумулятивная гистограмма. По точке на гистограмме, соответствующей переходу кумулятивной кривой к «насыщению», определяется пороговое значение $\sigma/\mu_{кр}$. По умолчанию $\sigma/\mu_{кр} = 0,95$, но это значение может быть изменено оператором, исходя из реального графика σ/μ . Для выбранного фрагмента изображения рассчитывается также кумулятивная гистограмма яркостного сигнала (либо УЭПР), определяется пороговое значение $T_{кр}$. По умолчанию принято, что $T_{кр} = T_{0,99}$. Порог $\sigma/\mu_{кр}$ применяется ко всему анализируемому изображению, программа выделяет все объекты, границы которых состоят из связанных пикселей, имеющих значения $\sigma/\mu > \sigma/\mu_{кр}$. Затем программа рассчитывает число пикселей внутри обнаруженных объектов и разделяет выделенные объекты на два класса: содержащие более пяти пикселей (массив М1) и все остальные (т.е. имеющие пять и менее пикселей, массив М2). Для выделения малых объектов в массиве М2, представляющих собой потенциально опасные ледяные образования, применяется дополнительный порог — уровень сигнала $T_{кр}$. Объекты из массива М2 с уровнем сигнала выше $T_{кр}$ считаются потенциально опасными ледяными образованиями. Отредактированный массив М2 объединяется с массивом М1, и для всех объектов объединённого массива выполняется процедура автоматического

определения двух линейных размеров — длины и ширины. В качестве длины объекта принимается расстояние, равное максимальной протяжённости объекта по какому-либо направлению, а в качестве ширины — значение его протяжённости в направлении, перпендикулярном к длине.

Выделенные на снимке объекты визуализируются на экране. Оператор в интерактивном режиме выполняет выбраковку ложных объектов, в частности судов, а также артефактов, обусловленных особенностями когерентного сложения радарных сигналов. Суда опознаются по повышенной яркости и характерным соотношениям длины и ширины. Также используется информация о судах, размещаемая в автоматической идентификационной системе AIS (при наличии у оператора доступа к такой системе). Отдельно дешифрируются стамухи — по их характерной хаотичной текстуре, глубине моря в месте обнаружения, исторической базе наблюдений стамух в конкретном регионе. Ложные объекты удаляются из файла, а итоговый файл потенциально опасных ледяных образований (айсбергов) сохраняется в конечном формате программы — шейп-файле айсбергов.

Проверка спутниковой технологии обнаружения айсбергов, проведённая в АНИИ в Арктике в 2014–2016 гг. в рамках выполнения прикладных научных исследований и экспериментальных разработок по теме «Создание новых методов и средств мониторинга гидрометеорологической и геофизической обстановки на архипелаге Шпицберген и в Западной Арктической зоне Российской Федерации» (Соглашение о предоставлении субсидии с Минобрнауки России от 20.10.2014 № 14.610.21.0006), показала 95%-ю достоверность обнаружения айсбергов.

Для ведения хозяйственной деятельности на шельфе арктических морей важно не только вовремя обнаружить айсберги, но и заранее, до начала работ, оценить вероятность их появления в заданном районе и примерно определить возможные параметры айсбергов (средние и максимальные геометрические размеры, массу, скорость дрейфа). Сделать такие оценки позволяет статистический анализ результатов спутниковых наблюдений за айсбергами в интересующем регионе за предшествующие годы. При мониторинге айсбергов с помощью спутниковых средств наблюдения, кроме собственно обнаружения айсберга, необходимо определить его актуальное состояние,

т.е. соотнести обнаруженный объект со следующими возможными ситуационными типами:

- айсберг находится в припае;
- айсберг дрейфует в дрейфующем льду;
- айсберг дрейфует на открытой воде;
- айсберг «сидит» на грунте в окружении дрейфующих льдов;
- айсберг «сидит» на грунте среди открытой воды.

«Статусное» состояние айсберга определяется на основании анализа серии последовательных спутниковых снимков.

Использование спутниковых наблюдений для мониторинга айсбергов у побережья Северной Земли

На рис. 1 показано «статусное» состояние айсбергов, обнаруженных по спутниковым данным в марте — начале апреля 2017 г. у побережья Северной Земли. Положение дрейфующих айсбергов указано на момент первичного обнаружения. Всего в этот период было идентифицировано 2907 айсбергов. Из них большинство (88,8%) было обнаружено в припае, 201 айсберг (6,9%) дрейфовал во льдах, 83 (2,9%) «сидели» на грунте в окружении дрейфующих льдов. На открытой воде было всего 18 айсбергов (менее 1%).

Знание статусного состояния айсберга позволяет уточнить риски, связанные с возможным столкновением с ним охраняемых объектов (в том числе инженерных сооружений и судов). Так, айсберги, дрейфующие на открытой воде, имеют большую скорость, чем дрейфующие во льдах; этот факт должен учитываться при разработке планов минимизации айсберговой угрозы. Идентификация айсберга, сидящего на грунте среди дрейфующих льдов, позволяет избежать ложных выводов об айсберговой угрозе, которые могут быть сделаны на основании единичного снимка. На рис. 2 дан пример регистрации айсбергов, сидящих на грунте, которые «разрезают» дрейфующий лёд, создавая для ледового эксперта (имеющего в своем распоряжении только один спутниковый снимок) иллюзию дрейфа айсбергов сквозь ледяные поля. Айсберги, показанные на рис. 2, обнаружены в марте 2017 г., их положение на карте соответствует району, обозначенному литерой А на рис. 1.

При оценке числа айсбергов, наблюдавшихся за определённый период времени по серии по-

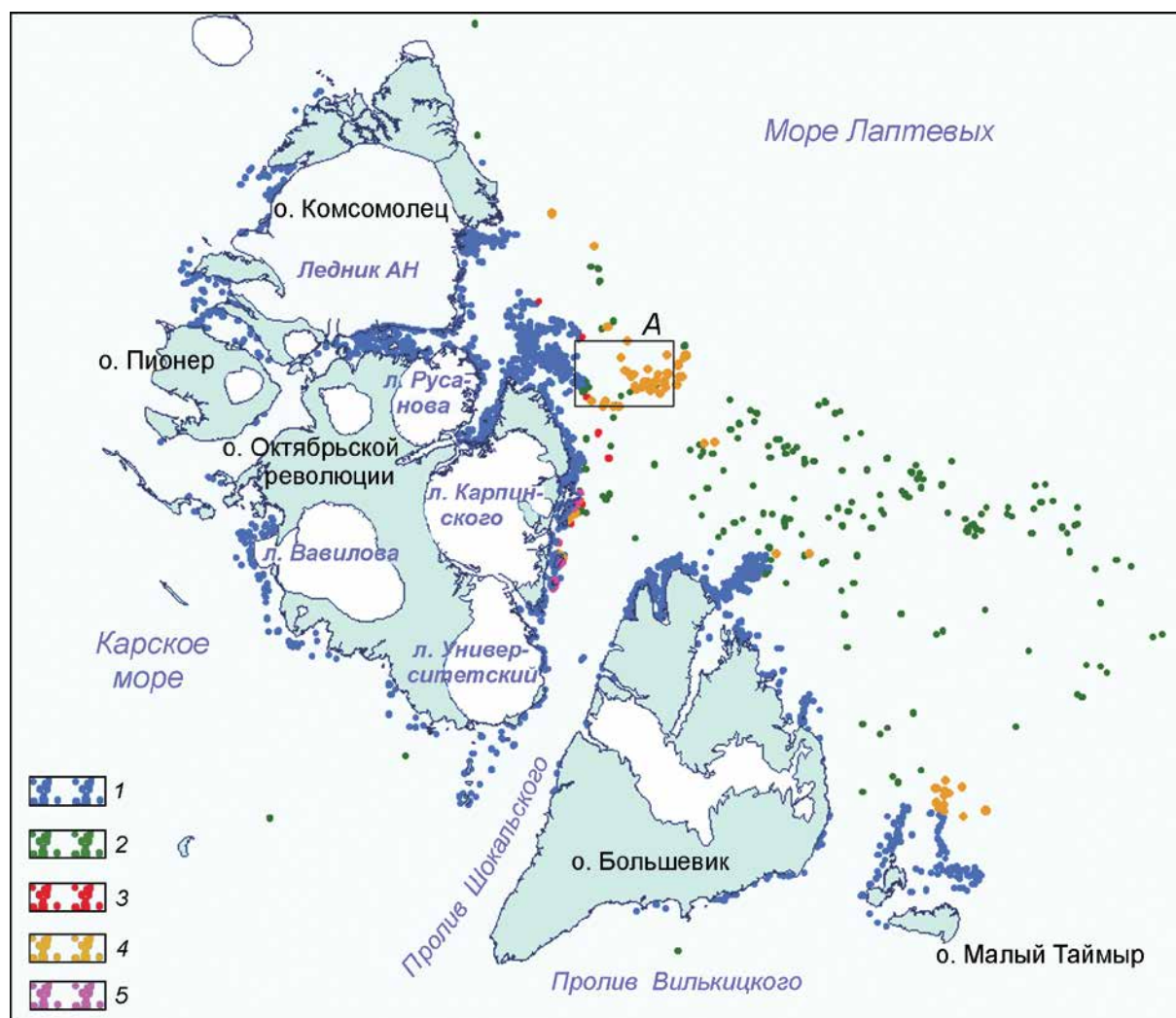


Рис. 1. Айсберги, обнаруженные у Северной Земли в марте–апреле 2017 г. по спутниковым снимкам Landsat-8 и находящиеся:

1 – в припаяе; 2 – в дрейфующем льду; 3 – на открытой воде; 4 – на грунте среди дрейфующих льдов; 5 – на грунте среди открытой воды

Fig. 1. Icebergs detected near Severnaya Zemlya in March–April 2017 with the use of Landsat-8 images:

1 – in the fast ice; 2 – in the drifting ice; 3 – in the open water; 4 – grounded in drifting ice; 5 – grounded in open water

следовательных спутниковых снимков одного участка моря, важно избегать «повторного» счёта, когда один и тот же айсберг может быть учтён несколько раз по разным снимкам. Для идентификации обнаруженного айсберга при последующих съёмках необходимо по первоначальному снимку создать шаблон формы этого айсберга и далее проводить сравнение обнаруженных на других снимках объектов (в радиусе потенциально возможного дрейфа айсберга от точки обнаружения) с этим шаблоном. Прогностический дрейф айсберга рассчитывается по специальным, регионально адаптированным моделям [2]. Шаблон

формы должен учитывать совокупность нескольких параметров объекта: геометрической формы айсберга, его размеров, характерных особенностей «рисунка» (наличие и взаимное расположение трещин, вершин, озёрков талой вод и др.). Со временем форма айсберга может изменяться в результате процессов его разрушения под воздействием термодинамических факторов и интенсивных штормов. В частности, айсберг может раскалываться на части, таять, переворачиваться из-за смещения центра массы. Пример изменения формы и размеров айсберга в ходе его многодневного дрейфа приведён на рис. 3.

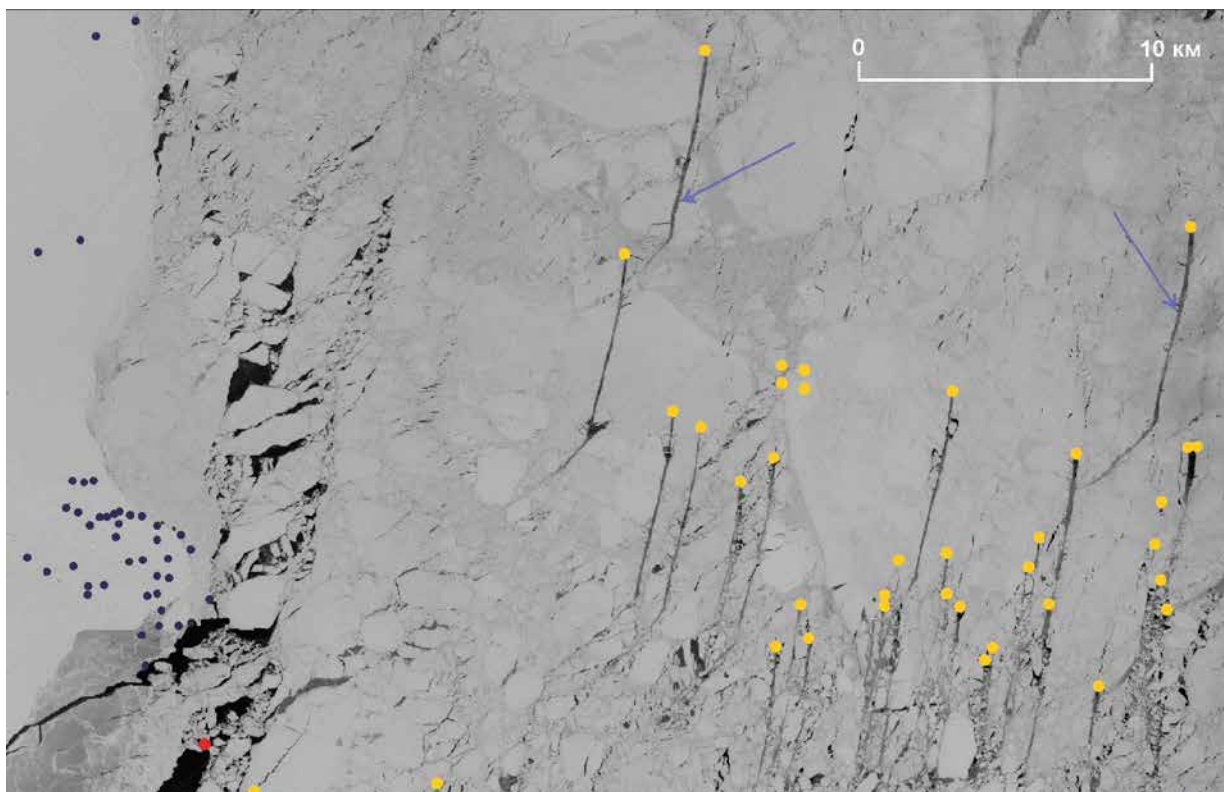


Рис. 2. Айсберги, сидящие на грунте среди дрейфующих льдов у Северной Земли, на спутниковом снимке Landsat-8.

Положение фрагмента спутникового снимка соответствует прямоугольнику, обозначенному литерой А на рис. 1. Жёлтыми точками отмечены айсберги, находящиеся на грунте среди дрейфующих льдов; синими — находящиеся в припае; красная точка — айсберг на открытой воде. Стрелки показывают следы во льдах, возникающие при прорезании неподвижным айсбергом движущихся льдов

Fig. 2. Grounded icebergs among the drifting ice near Severnaya Zemlya on Landsat-8 image.

Location of the satellite image fragment corresponds to the box indicated by the letter A in Fig. 1. Yellow points — grounded icebergs among drifting ice; blue points — icebergs in the fast ice; red points — iceberg in the open water. The arrows show traces in the ice, arising from the eruption of a motionless iceberg moving ice

Айсберг, показанный на рис. 3, при первоначальном обнаружении во фьорде Матусевича в сентябре 2012 г. имел горизонтальные размеры $3,25 \times 0,9$ км. В первые два года существования айсберг дрейфовал в самом фьорде, размеры и форма айсберга изменялись незначительно. В 2015 г. айсберг вышел из фьорда в открытое море, а в июле от него откололся фрагмент 580×230 м; осенью 2015 г. размеры айсберга составляли уже $2,08 \times 0,5$ км. Во время наблюдения за этим айсбергом шаблон его формы приходилось неоднократно корректировать. Наиболее устойчивым элементом шаблона был рисунок поверхности айсберга; при отколе части айсберга происходила потеря фрагмента рисунка, но оставшаяся часть сохраняла типичный для этого объекта облик, что позволяло отслеживать его пе-

ремещение. Отметим, что «рисунок» айсберга не всегда остаётся неизменным. В летнее время айсберги могут таять и на их поверхности образуется талая вода, создавая тем самым новый рисунок. Происходят такие процессы под воздействием солёной, сравнительно тёплой воды, а также нагрева поверхности в результате солнечной инсоляции и конвективного теплообмена с более тёплой воздушной массой. Форма и размеры этих айсбергов в ходе наблюдений могут остаться прежними, тогда как рисунок их поверхности может существенно измениться. Особенно сложно обнаружить на последующих снимках перевернувшийся айсберг, так как у него меняются сразу и форма, и размер, и рисунок поверхности. Подтвердить, что это тот же самый айсберг, можно лишь с помощью контактных наблюдений или

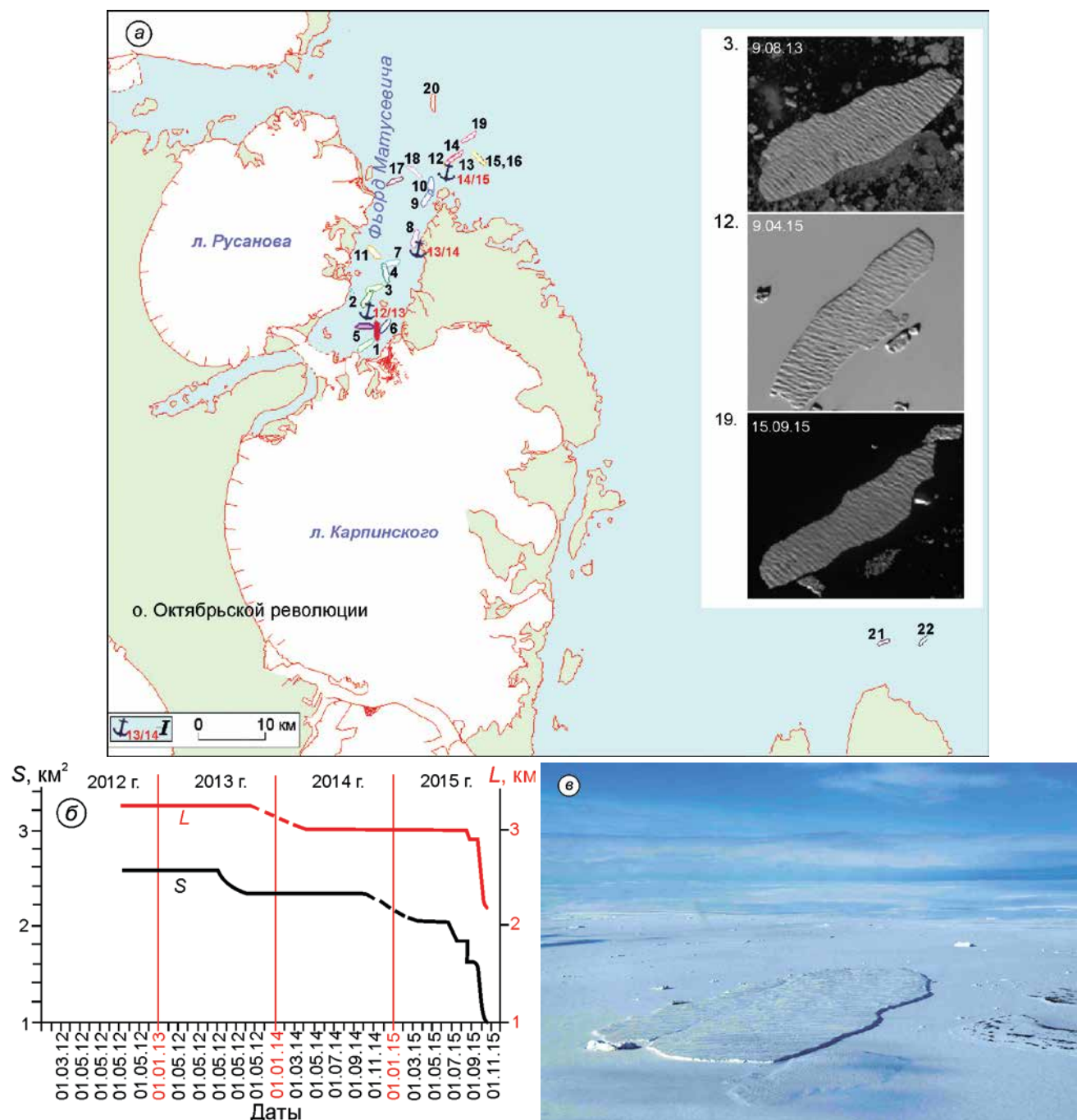


Рис. 3. Пример спутникового мониторинга дрейфа айсберга, отколовшегося в 2012 г. от шельфового ледника Матусевича в одноимённом фьорде:

a – траектория дрейфа по данным снимков Landsat-8: *I* – стационарные положения айсберга в зимние периоды (айсберг вмерзает в лёд); арабскими цифрами отмечены положения айсберга в периоды дрейфа: 1 – 7.09.12; 2 – 1.07.13; 3 – 9.08.13; 4 – 11.08.13; 5 – 22.08.13; 6 – 27.08.13; 7 – 16.09.13; 8 – 24.07.14; 9 – 10.09.14; 10 – 11.09.14; 11 – 26.09.14; 12 – 16.06.15; 13 – 18.07.15; 14 – 21.07.15; 15 – 26.07.15; 16 – 04.08.15; 17 – 29.08.15; 18 – 30.08.15; 19 – 15.09.15; 20 – 20.09.15; 21 – 3.10.15; 22 – 5.10.15; на врезке – примеры изображения айсберга на снимках Landsat-8; *б* – изменение площади и продольного размера айсберга в ходе дрейфа; *в* – фотография айсберга с борта вертолёта, май 2014 г.

Fig. 3. An example of the iceberg drift monitoring. Iceberg was calved off Matusevich ice shelf in the same name fjord in 2012: *a* – trajectory of iceberg drift plotted using Landsat-8 images: *I* – stationary locations of iceberg during the winter periods (the iceberg frozen in ice); the Arab figures show iceberg position during the drift periods: 1 – 7.09.12; 2 – 1.07.13; 3 – 9.08.13; 4 – 11.08.13; 5 – 22.08.13; 6 – 27.08.13; 7 – 16.09.13; 8 – 24.07.14; 9 – 10.09.14; 10 – 11.09.14; 11 – 26.09.14; 12 – 16.06.15; 13 – 18.07.15; 14 – 21.07.15; 15 – 26.07.15; 16 – 04.08.15; 17 – 29.08.15; 18 – 30.08.15; 19 – 15.09.15; 20 – 20.09.15; 21 – 3.10.15; 22 – 5.10.15; on insert – examples of the iceberg image on Landsat-8 images; *б* – change of the area and horizontal sizes of the iceberg during the drift; *в* – the iceberg photo from board helicopter, May 2014

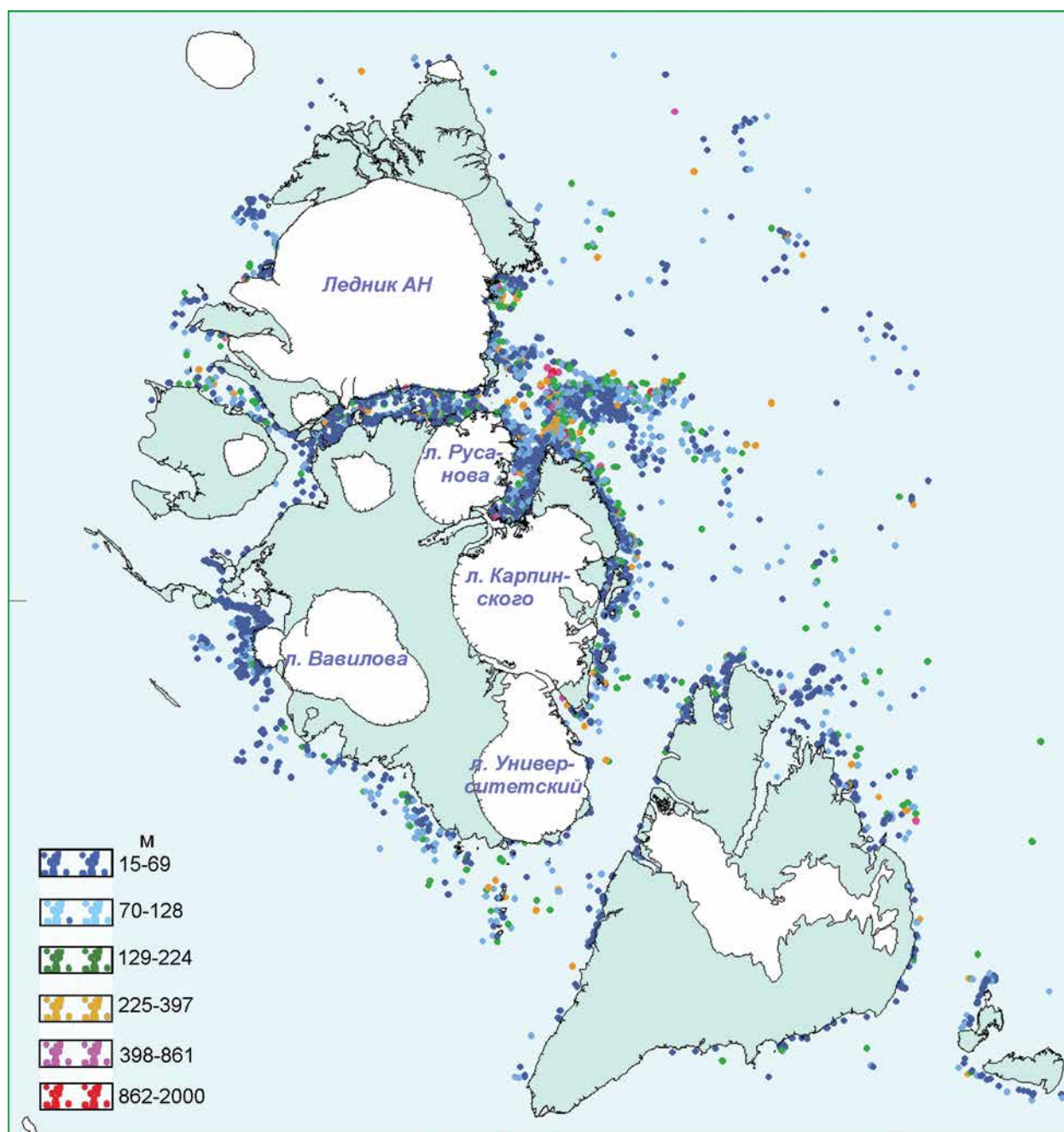


Рис. 4. Пример распределения по размерам айсбергов, обнаруженных у Северной Земли по спутниковым снимкам Landsat-8 в марте–апреле 2016 г.

Границы интервалов получены с использованием алгоритма классификации по методу естественных границ

Fig. 4. Example of iceberg classification by sizes. Icebergs were detected near the Severnaya Zemlya using Landsat-8 satellite imagery for period March–April 2016.

The interval boundaries were obtained using the algorithm of natural boundary classification

проводя ежесуточный спутниковый мониторинг района нахождения айсберга.

Для оценки айсберговой угрозы важно знать не только собственно районы наблюдения айсбергов, но и размеры айсбергов, обнаруженных

ранее в этих районах. По спутниковым данным можно выявить зоны моря, в которых сосредоточены наиболее крупные айсберги. Для примера на рис. 4 показана схема расположения у Северной Земли айсбергов, обнаруженных по спутни-

ковым данным весной 2016 г. и классифицированных по размерам с помощью программного пакета ArcGIS с применением алгоритма классификации по методу естественных границ Дженкса (Jenks' Natural Breaks algorithm) [12]. В этом методе границы классов определяются так, чтобы сгруппировать схожие значения и обеспечить максимальное различие между классами объектов. Таким образом удаётся провести границы там, где между объектами имеются относительно большие различия. При классификации айсбергов метод Дженкса был применён, исходя из ожидания, что разным айсбергогенерирующим ледникам свойственны разные характерные размеры образующихся айсбергов, благодаря чему можно, с некоторой долей вероятности, делать заключение о происхождении айсбергов, обнаруженных в открытом море. Наибольшая концентрация крупных айсбергов протяжённостью свыше 400 м, как следует из рис. 4, была зарегистрирована по спутниковым данным на выходе из фьорда Матусевича. Такая ситуация фиксировалась здесь по спутниковым наблюдениям в течение всего анализируемого периода 2011–2017 гг. Наиболее вероятным источником генерации таких крупных айсбергов в этом районе могут быть ледники фьорда Матусевича.

Айсберги, генерируемые шельфовым ледником во фьорде Матусевича. Обсуждение полученных результатов

На восточном побережье Северной Земли, во фьорде Матусевича (о. Октябрьской Революции), расположен единственный шельфовый ледник архипелага. Этот ледник известен как источник формирования крупных айсбергов. В 1950-х годах, например, при проведении аэросъёмки здесь был зарегистрирован айсберг протяжённостью 12 км [13]. История изучения оледенения Северной Земли в XX в. подробно изложена в работе В.С. Корякина [14]; в работах [15, 16] приведены результаты изучения шельфового ледника фьорда Матусевича с использованием спутниковых снимков разных лет. По данным аэрофотосъёмок в 1930–50-х годах шельфовый ледник фьорда Матусевича представлял собой ледяную плиту, подпитываемую за счёт выводных ледников двух ледниковых куполов — Русанова (ледники Журавлева, Ходова и Авсюка) и Карпинского (ледники Ска-

зочный, Полярников, ААНИИ и Исследователей) [14]. По оценкам, приведённым в публикации 1964 г. [17], площадь этой ледяной плиты составляла около 230 км², причём основной вклад — 175 км² — вносили ледники купола Карпинского. Распространению шельфового ледника во всём фьорде препятствовали острова Преграждающий и Трудный, затрудняющие обмен с морем Лаптевых. Анализ спутниковых наблюдений за 1970–2000-е годы показал, что наибольшее распространение ледника во фьорде отмечалось в 1973 г., когда фронт ледника выдвинулся на 12–15 км по сравнению с 1964 г., затем ледник начал постепенно отступать [14]. На начало 2011 г. площадь шельфового ледника, измеренная по снимку Landsat-7, составляла около 160 км². В аномально тёплый 2011 г., с тёплым, дождливым и ветреным летом, начался процесс разрушения шельфового ледника фьорда Матусевича. За год ледник потерял в результате откола айсбергов, их кусков и осколков, а также вследствие таяния часть своей поверхности площадью 17,4 км² (рис. 5).

Крупные айсберги, много лет неподвижно стоявшие в северной части фьорда, также начали движение и в течение 1–2 лет вышли из фьорда в открытое море. Аномально тёплым был и 2012 г., когда потери ледника при разрушении составили уже 60 км² (рис. 6). В последующие пять лет процесс распада ледника продолжался, но темпы разрушения замедлились. В 2013 г. ледник потерял 16 км² площади. В 2014 г. средняя летняя температура воздуха по данным полярной станции «Остров Голомянный» оказалась отрицательной [18] и сокращение площади ледника было минимальным: всего 1 км². В 2015–2017 гг. среднегодовые потери площади ледника равнялись 5 км². В 2017 г. оставшаяся площадь шельфового ледника составила, по данным съёмки Landsat-8, 48 км² (см. рис. 6).

При разрушении шельфового ледника во фьорде Матусевича образовались многочисленные айсберги, их куски и обломки. За перемещением 57 крупных айсбергов в 2011–2017 гг. можно было проследить по спутниковым данным. Наиболее крупные из них протяжённостью до 4 км образовались в 2011–2013 гг., их источником был ледник Исследователей. С 2014 г. ледник Исследователей стал обычным выводным ледником, крупных айсбергов здесь зафиксировано не было, а небольшие айсберги и их

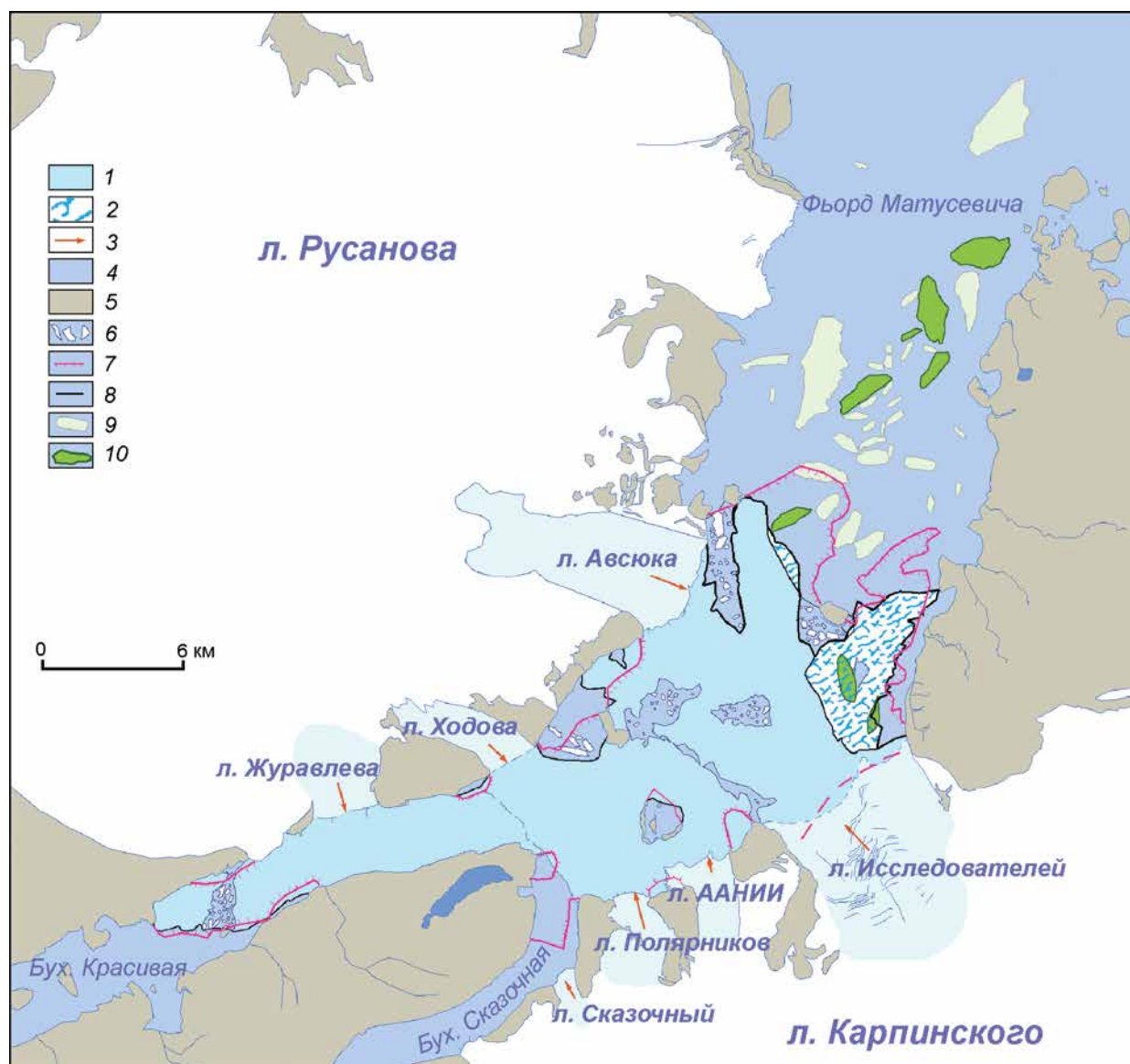


Рис. 5. Пример мониторинга изменений шельфового ледника фьорда Матусевича в 2011 г. и процессов айсбергообразования во фьорде. По данным спутниковых снимков Landsat-7.

1 – шельфовый ледник; 2 – участки шельфового ледника, утраченные в 2011 г., по материалам съёмок Landsat-7; 3 – направление стока льда с ледниковых шапок; 4 – открытая морская поверхность; 5 – суша; 6 – зоны дробления льда; 7 – край шельфового ледника по данным аэровизуальных наблюдений 1962 г. [13]; 8 – край шельфового ледника по состоянию на сентябрь 2011 г. по спутниковым изображениям Landsat-7; 9 – айсберги, находившиеся во льду фьорда Матусевича на начало 2011 г.; 10 – айсберги, покинувшие фьорд в 2011 г., слежение за которыми было возможно с помощью спутниковых данных видимого диапазона

Fig. 5. Example of Matushevich fjord shelf glacier changes and calving monitoring in 2011 using Landsat-7 imagery.

1 – ice shelf; 2 – ice shelf parts lost in 2011 on Landsat-7 data; 3 – direction of an ice flow from glacial caps; 4 – open sea surface; 5 – land; 6 – ice crushing zones; 7 – edge of an ice shelf according to aero visual observations in 1962 [13]; 8 – edge of an ice shelf in September 2011 according to Landsat-7 images; 9 – the icebergs which were in the ice of the fjord of Matushevich in the beginning of 2011; 10 – the icebergs which have left the fjord in 2011, tracking of which was possible by means of satellite data of visible spectral range

обломки оседали на мелководье возле фронта ледника. В 2015 г. крупный айсберг размером $2 \times 0,9$ км образовался уже за счёт ледника ААНИИ. В последующие два года айсберги

формировались в области шельфового ледника, близкой к леднику Ходова (см. рис. 6); максимальная длина айсбергов была при этом 1,5 км (2016 г.) и 1,3 км (2017 г.).

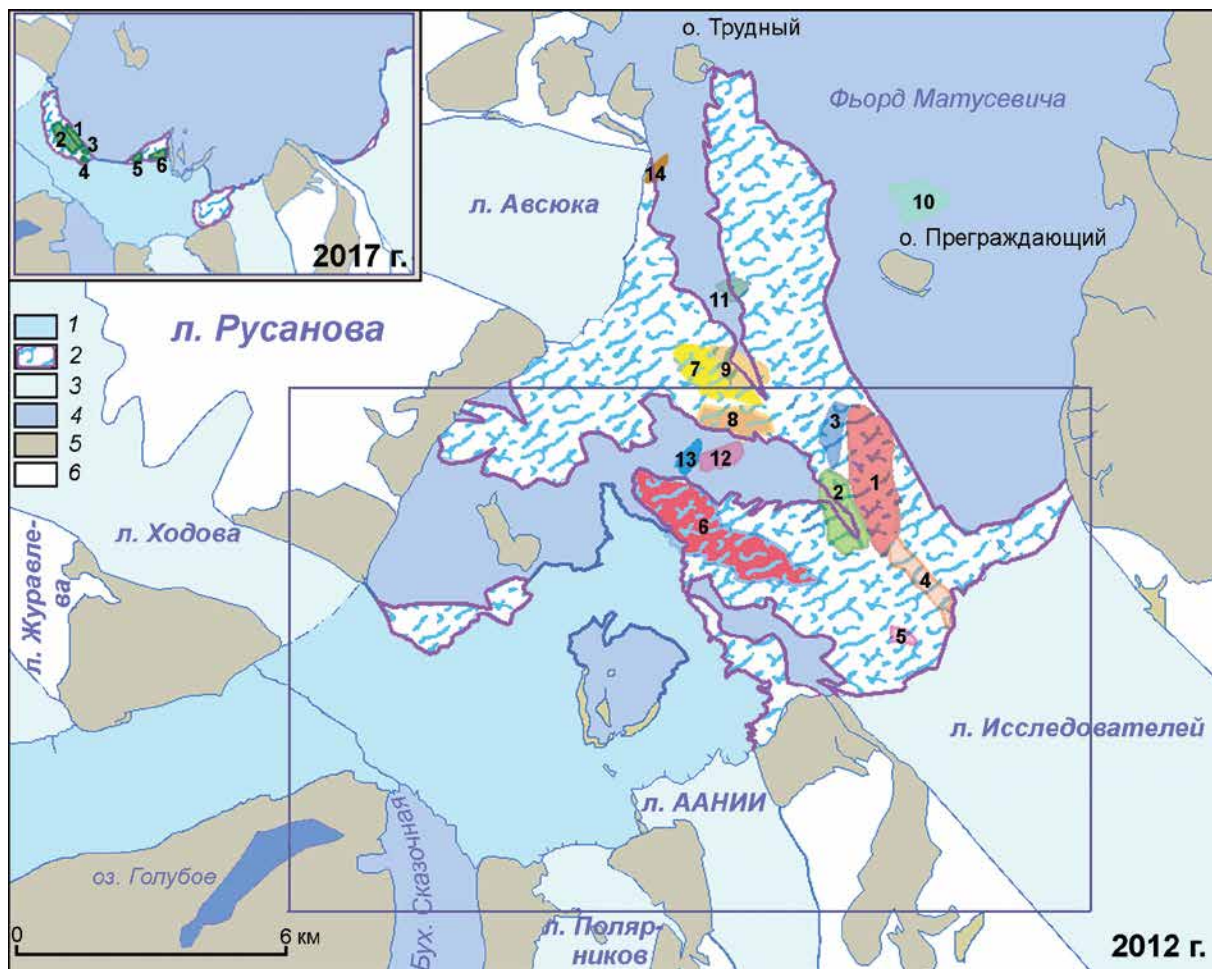


Рис. 6. Разрушение шельфового ледника фьорда Матусевича в 2012 и 2017 гг. с образованием крупных айсбергов. По данным спутниковых снимков Landsat-7, -8.

1 – шельфовый ледник; 2 – утраченная за год часть шельфового ледника; 3 – выводной ледник; 4 – открытая морская поверхность; 5 – суша; 6 – ледник. Цифрами отмечены крупные айсберги, образовавшиеся в результате откола от шельфового ледника в 2012 г. На врезке аналогичные сведения приведены по данным за 2017 г. Район, показанный на врезке, соответствует прямоугольнику на схеме 2012 г.

Fig. 6. Matushevich fjord shelf glacier decay in 2012 and 2017 with formation of large icebergs. According to Landsat-7, -8 data. 1 – ice shelf; 2 – the part of an ice shelf lost during the year; 3 – an output glacier; 4 – an open sea surface; 5 – land; 6 – an glacier. The figures have designated the large icebergs formed at shelf glacier decay in 2012. On insert in the upper left corner shows similar information for 2017. Location of the box corresponds to the box indicated in the chart for 2012

На рис. 7 дан пример трассирования основных путей дрейфа крупных айсбергов, обнаруженных в 2011–2017 гг. во фьорде Матусевича. Использование последовательных спутниковых снимков позволяет проследить за перемещением айсбергов и выявить преобладающие течения в исследуемом районе, обнаружить банки (на которых айсберги садятся на грунт). Формируясь во фьорде Матусевича, айсберги некоторое время циркулируют в самом фьорде, причём некоторые крупные айсберги остаются во фьорде несколько лет. Выйдя из фьорда, айсберги следуют либо в

пролив Шокальского и далее в пролив Вилькицкого, либо, двигаясь в юго-восточном направлении, огибают с востока о. Большевик. Часть айсбергов оседает на мелководье, иногда на несколько лет, постепенно разрушаясь.

Выводы

1. Использование автоматических процедур обнаружения айсбергов по спутниковым данным позволяет сократить время обработки данных и

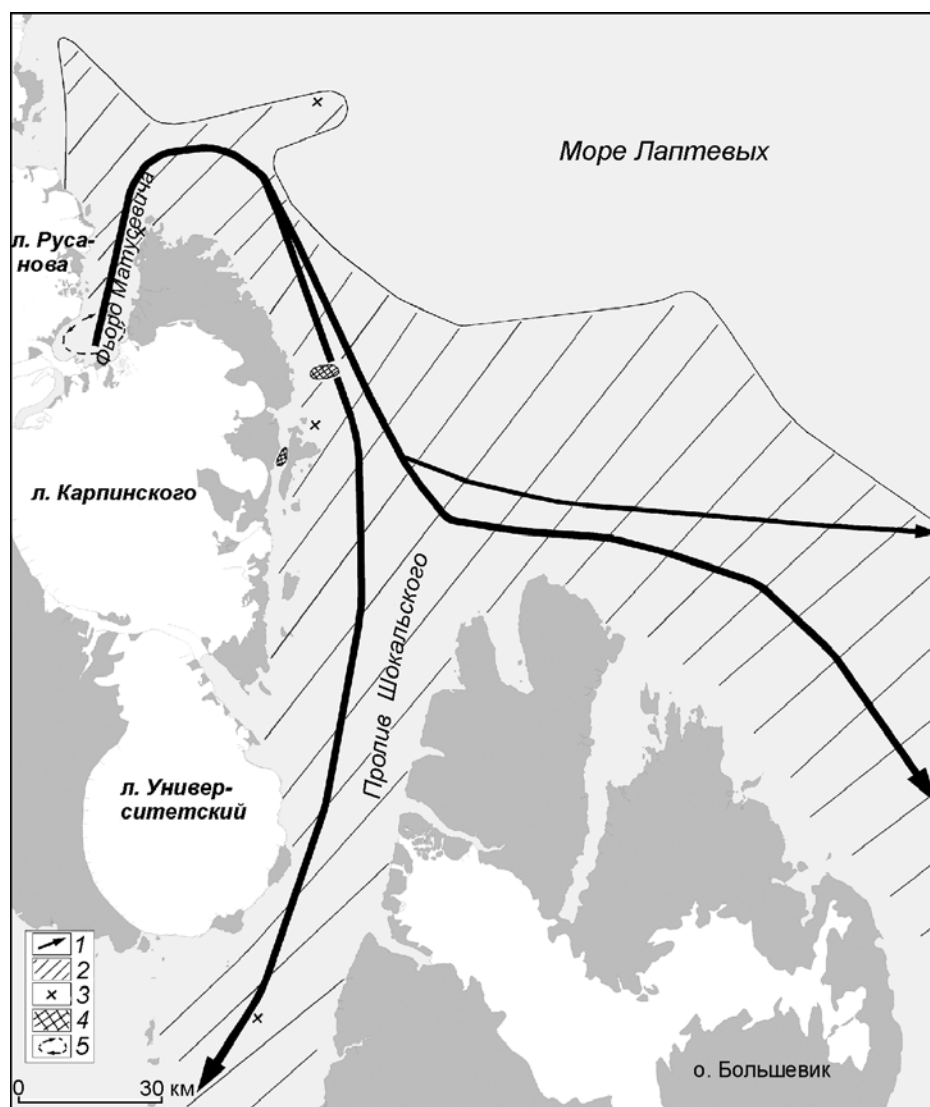


Рис. 7. Пути дрейфа айсбергов из района образования на шельфовом леднике фьорда Матусевича в 2011–2017 гг. По данным спутниковых снимков Landsat-7, -8, Sentinel-1.

1 – основные направления дрейфа айсбергов; 2 – ареал распространения айсбергов фьорда Матусевича; 3 – места разрушения айсбергов; 4 – места длительного нахождения айсбергов на мелководье; 5 – циркуляция айсбергов во фьорде

Fig. 7. Tracks of icebergs drift from Matusevich fjord shelf glacier in 2011–2017. On Landsat-7, -8, Sentinel-1 data.

1 – main directions of icebergs drift; 2 – area of the fjord of Matusevich icebergs spreading; 3 – places of icebergs decay; 4 – sites of long term icebergs location in shallow water; 5 – icebergs circulation in the fjord

уменьшить сроки оповещения потребителей об айсберговой угрозе, повысить качество обслуживания широкого круга потребителей такой информацией с обеспечением эффективности и безопасности работ на арктическом шельфе.

2. При мониторинге айсбергов с помощью спутниковых средств важно определить актуальное состояние айсберга: находится в припае; дрейфует в дрейфующем льду или на открытой воде; «сидит» на грунте в окружении дрейфующих льдов или на грунте среди открытой воды. Знание актуального («статусного») положения айсберга позволяет уточнить риски, связанные с возможным столкновением с ним охраняемых объектов.

3. По спутниковым наблюдениям 2011–2017 гг. установлено, что в этот период происходило интенсивное разрушение шельфового ледника фьор-

да Матусевича; площадь ледника сократилась со 160 до 48 км². Среди образовавшихся при разрушении шельфового ледника айсбергов отмечены объекты протяжённостью до 4 км – самые крупные айсберги из генерируемых ледниками Северной Земли. Крупные айсберги, образующиеся при разрушении шельфового ледника фьорда Матусевича, могут перемещаться в самом фьорде несколько лет, а затем либо дрейфуют в пролив Шокальского, либо, двигаясь в юго-восточном направлении, огибают с востока о. Большевик.

4. Оценка по многолетним спутниковым данным плотности распределения айсбергов в районе Северной Земли позволит оценить риск айсберговой угрозы для мореплавания и ведения хозяйственной деятельности на шельфе в этом регионе Арктики.

Благодарности. Исследование выполнено с помощью гранта Российского научного фонда (проект № 17-77-30019) в Российском государственном гидрометеорологическом университете.

Литература

1. Спутниковые методы определения характеристик ледяного покрова морей / Ред. В.Г. Смирнов. СПб.: ААНИИ, 2011. 239 с.
2. Миронов Е.У., Смирнов В.Г., Бычкова И.А., Кулаков М.Ю., Демчев Д.М. Новые технологии обнаружения айсбергов и прогнозирования их дрейфа в западном секторе Арктики // Проблемы Арктики и Антарктики. 2015. № 2 (104). С. 21–32.
3. Смирнов В.Г. Спутниковый мониторинг опасных ледяных образований в районах эксплуатационных работ на морских месторождениях углеводородного сырья // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012. № 1. С. 103–120.
4. https://www.wmo.int/pages/prog/sat/meetings/documents/PSTG-4_Doc_08-04_GlobSatObsReq-FloatingIce.pdf. Falkingham J.C. Global satellite observation requirements for floating ice. Focusing on Synthetic Aperture Radar. Contract report for Environment Canada, March 2014. 71 p.
5. Power D., Youden J., Lane K., Randell C., Flett D. Iceberg Detection Capabilities of RADARSAT Synthetic Aperture Radar // Canadian Journ. of Remote Sensing. 2001. V. 27 (5). P. 476–486.
6. Howell C., Bobby P., Power D., Randell C., Parsons L. Detecting Icebergs in Sea Ice Using Dual Polarized Satellite Radar Imagery // ICETECH 12. Paper No. ICETECH12-171-RF. 4 p.
7. Hannevik T.N.A. Literature review on ship and ice discrimination. Norwegian Defence Research Establishment (FFI). FFI Rapport 17/16310. 14 November 2017. 35 p.
8. Ressel R., Frost A., Lehner S. Navigation assistance for ice-infested waters through automatic iceberg detection and ice classification based on TerraSAR-X imagery // The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences. 2015. V. XL-7/W3, 36th Intern. Symposium on Remote Sensing of Environment, 11–15 May 2015, Berlin, Germany. P. 1049–1056.
9. Akbari V., Brekke C. Iceberg Detection in Open and Ice-Infested Waters Using C-Band Polarimetric Synthetic Aperture Radar // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing Society. 2018. V. 56. Is. 1. P. 407–421.
10. Смирнов В.Г., Бычкова И.А., Кулаков М.Ю. Разработка экспериментального аппаратно-программного комплекса мониторинга айсбергов и

Acknowledgements. The work under this project is supported by the Russian Science Foundation through the Project № 17-77-30019 in Russian State Hydro-meteorological University.

References

1. *Sputnikovye metody opredeleniya kharakteristik ledyanogo pokrova morey*. Satellite methods for determination of sea ice cover characteristics. Ed by V.G. Smirnov. St. Petersburg: AARI Edition, 2011: 239 p. [In Russian].
2. Mironov E.U., Smirnov V.G., Bychkova I.A., Kulakov M.Yu., Demchev D.M. New technologies for detecting icebergs and predicting their drift in the Western sector of the Arctic. *Problemy Arktiki i Antarkтики*. Problems of Arctic and Antarctic. 2015, 104 (2): 21–32. [In Russian].
3. Smirnov V.G. Satellite monitoring of dangerous ice features in the regions of the offshore oil and gas fields exploration and production. *Problemy Arktiki i Antarkтики*. Problems of Arctic and Antarctic. 2012, 1: 103–120. [In Russian].
4. https://www.wmo.int/pages/prog/sat/meetings/documents/PSTG-4_Doc_08-04_GlobSatObsReq-FloatingIce.pdf. Falkingham J.C. Global satellite observation requirements for floating ice. Focusing on Synthetic Aperture Radar. Contract report for Environment Canada, March 2014: 71 p.
5. Power D., Youden J., Lane K., Randell C., Flett D. Iceberg Detection Capabilities of RADARSAT Synthetic Aperture Radar. Canadian Journ. of Remote Sensing. 2001, 27 (5): 476–486.
6. Howell C., Bobby P., Power D., Randell C., Parsons L. Detecting Icebergs in Sea Ice Using Dual Polarized Satellite Radar Imagery. ICETECH 12. Paper No. ICETECH12-171-RF. 4 p.
7. Hannevik T.N.A. Literature review on ship and ice discrimination / Norwegian Defence Research Establishment (FFI). FFI Rapport 17/16310. 14 November 2017: 35 p.
8. Ressel R., Frost A., Lehner S. Navigation assistance for ice-infested waters through automatic iceberg detection and ice classification based on TerraSAR-X imagery. The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences. 2015. V. XL-7/W3, 36th International Symposium on Remote Sensing of Environment, 11–15 May 2015, Berlin, Germany. P. 1049–1056.
9. Akbari V., Brekke C. Iceberg Detection in Open and Ice-Infested Waters Using C-Band Polarimetric Synthetic Aperture Radar. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing Society. 2018, 56 (1): 407–421.
10. Smirnov V.G., Bychkova I.A., Kulakov M.Yu. Development of experimental hardware and software complex for monitoring icebergs and prediction of their drift in the zone of the Spitsbergen archipelago and in the Western Arctic region of the Russian Federation.

- прогноза их дрейфа в зоне архипелага Шпицберген и в Западной арктической зоне РФ // Российские полярные исследования. 2016. № 4 (26). С. 34–35.
11. Обнаружение по спутниковым данным опасных ледяных образований вблизи инженерных объектов хозяйственной деятельности на шельфе арктических морей: Методическое пособие / Ред. В.Г. Смирнов. СПб.: ААНИИ, 2017. 76 с.
 12. *Smith M., Goodchild M., Longley P.* Geospatial Analysis. A Comprehensive Guide to Principle, Techniques and Software Tools. 5 edition. 2015. 748 p.
 13. *Дибнер В.Д.* О происхождении плавучих ледяных островов // Природа. 1955. № 5. С. 89–92.
 14. *Корякин В.С.* Что происходит с ледниками Северной Земли // Природа. 2014. № 11. С. 42–49.
 15. *Willis M., Melkonian A.K., Pritchard M.E.* Outlet glacier response to the 2012 collapse of the Matusevich Ice Shelf, Severnaya Zemlya, Russian Arctic // Journ. of Geophys. Research. Earth Surface. 2015. V. 120. Is. 10. P. 2040–2055. doi: 10.1002/2015JF003544.
 16. *Sharov A., Nikolskiy D., Troshko K., Zaprudnova Z.* Interferometric control for mapping and quantifying the 2012 breakup of Matusevich Ice Shelf, Severnaya Zemlya // Proc. of the Intern. Workshop «FRINGE 2015». ESA-ESPRIN, 23–27 Mars 2015. Frascati, Italy. ESA SP731, 9 p. doi: 13140/RG.2.1.2444.9121.
 17. *Зингер Е.М., Корякин В.С.* О современном оледенении Северной Земли // Изв. Всесоюз. геогр. об-ва. 1964. № 6. С. 471–479.
 18. *Большаинов Д.Ю., Соколов В.Т., Ёжиков И.С., Булатов Р.К., Рачкова А.Н., Федоров Г.Б., Парамзин А.С.* Условия питания и изменчивость ледников архипелага Северная Земля по результатам наблюдений 2014–2015 гг. // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 3. С. 358–368. doi:10.15356/2076-6734-2016-3-358-368.
 11. *Rossiyskie Polyarnye issledovaniya.* Russian Polar Research. 2016, 4 (26): 34–35. [In Russian].
 11. *Obnaruzhenie po sputnikovym dannym opasnykh ledyanykh obrazovaniy vblizi inzhenernykh ob'ektov khozyaystvennoy deyatel'nosti na shelfe arkticheskikh morey.* Detection of dangerous ice features near the Arctic shelf engineering constructions with the use of satellite imagery: A methodical manual. Ed by V.G. Smirnov. St. Petersburg: AARI Edition, 2017: 76 p. [In Russian].
 12. *Smith M., Goodchild M., Longley P.* Geospatial Analysis. A Comprehensive Guide to Principle, Techniques and Software Tools. 5 ed. 2015: 748 p.
 13. *Dibner V.D.* On the origin of floating ice islands. *Priroda.* Nature. 1955, 5: 89–92. [In Russian].
 14. *Koryakin V.S.* What happens to the glaciers of Severnaya Zemlya. *Priroda.* Nature. 2014, 11: 42–49. [In Russian].
 15. *Willis M., Melkonian A.K., Pritchard M.E.* Outlet glacier response to the 2012 collapse of the Matusevich Ice Shelf, Severnaya Zemlya, Russian Arctic. Journ. of Geophys. Research. Earth Surface. 2015, 120 (10): 2040–2055. doi: 10.1002/2015JF003544.
 16. *Sharov A., Nikolskiy D., Troshko K., Zaprudnova Z.* Interferometric control for mapping and quantifying the 2012 breakup of Matusevich Ice Shelf, Severnaya Zemlya. Proc. of the Intern. Workshop «FRINGE 2015». ESA-ESPRIN, 23–27 Mars 2015. Frascati, Italy. ESA SP731, 9 p. doi: 13140/RG.2.1.2444.9121.
 17. *Zinger E.M., Koryakin V.S.* On modern glaciation of Severnaya Zemlya. *Izvestiya Vsesouznogo geographicheskogo obshchestva.* Proc. of the All-Union Geographical Society. 1964, 6: 471–479. [In Russian].
 18. *Bolshiyaynov D.Yu., Sokolov V.T., Yozhikov I.S., Bulatov R.K., Rachkova A.N., Fedorov G.B., Paramzin A.S.* Conditions of the alimentionation and the variability of glaciers of the Severnaya Zemlya Archipelago from observations of 2014–2015. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2016, 56 (3): 358–368. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2016-3-358-368.

Изменчивость ледовитости Онежского озера в период 2000–2018 гг. по спутниковым данным

© 2018 г. В.Н. Баклагин

Институт водных проблем Севера, Карельский научный центр РАН, Петрозаводск, Россия
slava.baklagin@mail.ru

Variability of the Lake Onega ice coverage in the period 2000–2018 according to the satellite data

V.N. Baklagin

Northern Water Problems Institute, Karelian Research Center, Russian Academy of Sciences, Petrozavodsk, Russia
slava.baklagin@mail.ru

Received February 4, 2018

Accepted May 27, 2018

Keywords: *ice cover, ice coverage, ice phenomena, Lake Onega, satellite data.*

Summary

Studying of characteristics of the Lake Onega ice regime and investigating of the climate influence on the formation and destruction of the ice cover requires a continuous chronological series of data on the Lake ice coverage. Ice cover is the percentage of the ice area to the total area of the lake. In 1955–1990, calculations of the ice coverage of the Lake were based on the use of the results of airborne ice reconnaissance. On average for this period, from 5 to 15 values were annually obtained, which was not enough for a comprehensive analysis of the ice coverage variability. In this paper, for the first time, a daily series of values of the ice coverage of the Lake Onega for the period 2000–2018 had been formed basing on the results of a combined analysis of the following satellite data sets: NSIDC, NOAA NESDIS, corrected by data of the satellite MODIS sensor. Values from November to May were grouped from the above data sets without regards for years of observations, and then the regression analysis of these values made possible to create a model (a polynomial of the 8th degree) of the chronological course of the ice coverage during the period of the ice phenomena existence on the Lake Onega. The coefficient of determination of the model is 0.74, and the error in determining the ice coverage is 21%. The average dates of the beginning, end, and duration of periods of the formation (from November 25th to January 19th), the destruction (from April 13th to May 17th) of the ice cover, as well as the total freeze-up time (from January 20th to April 12th) on the Lake Onega for the period 2000–2018 was determined. The period of ice phenomena on the Lake Onega on average lasts for almost half a year (175 days), of which a significant part of the time is a complete freeze-up (84 days). It was found that the rate of formation of the ice cover (1.76% per day) on the Lake Onega is 1.65 times smaller than the rate of its destruction (2.90% per day), which approximately corresponds to similar results obtained for the Lake Ladoga (1.5 times).

Citation: V.N. Baklagin. Variability of the Lake Onega ice coverage in the period 2000–2018 according to the satellite data. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2018. 58 (4): 552–558. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2018-4-552-558.

Поступила 4 февраля 2018 г.

Принята к печати 27 мая 2018 г.

Ключевые слова: *ледовитость, ледовые явления, ледяной покров, Онежское озеро, спутниковые данные.*

Впервые получен непрерывный суточный ряд значений ледовитости Онежского озера за 2000–2018 гг. на основе результатов комбинированного анализа наборов спутниковых данных NSIDC, NOAA NESDIS, скорректированных спутниковыми данными MODIS. Представлена регрессионная модель хронологического хода ледовитости в период ледовых явлений на Онежском озере.

Введение

Ледяной покров на озёрах влияет на обменные процессы между атмосферой и водной поверхностью: снижает поступление солнечного света, необходимого для фотосинтеза, затрудняет теплообмен и насыщение воды кислородом. Условия протекания ледового режима на озёрах определяют сроки навигационного периода, а также возможность транспортировки людей и/или грузов

по установившемуся льду [1]. Онежское озеро — одно из крупнейших озёр Европы, площадь его акватории составляет 9720 км². Формирование и разрушение ледяного покрова на Онежском озере входит в состав ежегодного гидрологического цикла, поэтому характер протекания ледового режима служит индикатором изменения регионального и глобального климата [2–5]. Сведения о ледовом режиме Онежского озера позволяют установить влияние климатических факторов на

формирование и разрушение ледяного покрова [4]. Эти данные можно использовать при прогнозировании площадей ледовых образований [6] для решения практических задач, связанных с организацией сообщения водного транспорта между населёнными пунктами (Петрозаводск, Медвежьегорск, Кондопога, Повенец, Вытегра, Вознесенье), а также в Беломоро-Балтийском и Волго-Балтийском каналах [4]; необходимы они и при организации рыбного промысла.

Оценка ледового режима на озёрах предусматривает анализ хронологического ряда значений ледовитости озёр. Ледовитость — это отношение площади (в процентах), занятой льдом (с учётом сплочённости плавучего льда), к общей площади озера [7]. Расчёты ледовитости крупных озёр (Онежского и Ладожского озёр, оз. Байкал, Зейского водохранилища) авторы работы выполнили по результатам ледовых авиаразведок, а также телевизионных съёмок с ИСЗ «Метеор» [7]. В этой работе приведены справочные материалы по ледовому режиму исследуемых озёр, в частности, для Онежского озера собраны и обобщены данные за период наблюдений с 1955 по 1982 г. Они имеют большой научный и практический интерес, однако отметим, что в среднем число полученных значений ледовитости составляет 11–12 значений в год, что соответствует одному значению на 13–14 дней в период ледовых явлений. При этом по данным датчика MODIS максимальное изменение ледовитости Онежского озера за сутки в период 2000–2018 гг. равно 62,5% (зафиксировано 15 и 16 декабря 2010 г.).

В 1955–1990 гг. наблюдениями за пространственным распределением льда занимался отдел авиационных исследований Северо-Западного управления государственного комитета СССР по гидрометеорологии и контролю природной среды, на основании которых были выделены наиболее типичные ледовые образования [8]. Получены картограммы распределения льда на Онежском озере (сняты с карт масштаба 1:1 250 000) в результате съёмки с самолёта ИЛ-14. С помощью этих данных рассчитаны значения ледовитости Онежского озера на даты съёмок. Вместе с тем полученный ряд также недостаточно подробен (5–10 снимков в год). Таким образом, для получения достоверных сведений о начале и конце периодов формирования и разрушения ледовых образований, а также уточнения зависимостей из-

менения ледовитости Онежского озера от климатических факторов и расчётов индексов RICI [1] для Онежского озера имеющихся данных явно недостаточно — необходим более подробный хронологический ряд значений ледовитости.

Современные методы получения информации о ледяном покрове озёр предполагают использование материалов спутниковых наблюдений. В последние годы с помощью спутников ведётся ежедневная съёмка Земли в различных диапазонах (видимом, инфракрасном, микроволновом), что позволило накопить большой объём данных, в том числе о снежном и ледяном покровах планеты. Имеются спутниковые данные в микроволновом диапазоне (предоставлены Национальным центром данных по снегу и льду NSIDC, Центром спутниковых приложений и исследований NOAA NESDIS), что очень важно, так как позволяет независимо от погодных условий получать информацию о ледяном покрове исследуемого озера.

Задачи настоящей работы — формирование суточного ряда значений ледовитости Онежского озера на основе наборов спутниковых данных NSIDC, NOAA NESDIS, датчика MODIS за 2000–2018 гг. и расчёт статистических характеристик периода ледовых явлений на Онежском озере.

Материалы и методы

Для расчёта ледовитости Онежского озера применялись наборы спутниковых данных NSIDC, NOAA NESDIS, а также датчика MODIS. Спутниковые снимки датчика MODIS (на платформах спутников TERRA и AQUA) видимого диапазона (пространственное разрешение 250 м) на основе визуально-экспертной оценки позволяют достоверно рассчитать значение ледовитости, однако для расчётов можно использовать только снимки, полученные в ясную погоду. В настоящем исследовании использованы готовые RGB-синтезированные изображения, полученные каналами 1 (620–670 нм), 3 (459–479 нм), 4 (545–565 нм) датчика MODIS. За период 2000–2018 гг. отобрано 1104 снимка, а также ещё 210 снимков с частичной облачностью, для которых с помощью анализа предыдущих и последующих дней достоверно выполнен расчёт ледовитости. Так, в ходе визуальной оценки спутниковых снимков Онеж-

ского озера датчика MODIS установлено, что в первую очередь льдом покрывается Челмужская губа, затем — Великая и Уницкая губа и только после этого льдом начинает покрываться Заонежский залив. Полученные сведения использованы при анализе снимков с частичной облачностью.

На основе спутниковых данных о ледяном покрове Онежского озера NSIDC и NOAA NESDIS (пространственное разрешение 4–6 км) сформированы непрерывные суточные ряды значений ледовитости Онежского озера за период 2000–2018 гг. Анализ показал, что данные NSIDC и NOAA NESDIS содержат разные результаты (среднее значение абсолютных отклонений ледовитости Онежского озера составляет 18,9%). Отмечаются ошибки и при сравнении со значениями ледовитости, рассчитанными по данным MODIS (средние значения абсолютных отклонений ледовитости, полученные по данным NSIDC и NOAA NESDIS, составляют соответственно 4,9 и 16,1%). Более детальный анализ показал, что незначительная ошибка при определении ледовитости по этим данным возникает во время полного ледостава (0,5 и 15,5%) и открытой воды (2,6 и 2,9%). Однако в периоды формирования и разрушения ледяного покрова на Онежском озере имеют место грубые ошибки (соответственно до 41 и до 27%). В связи с этим при формировании суточного ряда значений ледовитости Онежского озера результаты данных NSIDC и NOAA NESDIS корректировались значениями ледовитости, полученными по данным MODIS (контрольные значения). В частности, в дни, когда по данным MODIS из-за погодных условий невозможно было рассчитать ледовитость, использованы результаты данных NSIDC или NOAA NESDIS с учётом их отклонений от контрольных значений в предыдущем и последующем днях, для которых получены значения ледовитости по данным MODIS. Значение ледовитости I_t в момент времени t вычисляется корректировкой значений ледовитости, полученных по данным NSIDC и NOAA NESDIS с учётом линейного нормирования от 0 до 1:

$$I_t = \begin{cases} I_{xt}(1 + \delta_{xt}), & \delta_{xt} < 0 \\ (1 - \delta_{xt})(I_{xt} + \delta_{xt}) + \delta_{xt}^2, & \delta_{xt} \geq 0, \end{cases}$$

где I_{xt} — корректируемое значение ледовитости в момент времени t по данным NSIDC или NOAA

NESDIS; δ_{xt} — взвешенное отклонение в момент времени t , рассчитываемое по формуле

$$\delta_{xt} = (\delta_{x1}(t_2 - t) + \delta_{x2}(t - t_1))/(t_2 - t_1),$$

где t_1, t_2 — соответственно предыдущая и последующая даты относительно t , для которых имеются данные MODIS; δ_{x1}, δ_{x2} — отклонения в моменты времени t_1 и t_2 соответственно, рассчитываются по формуле $\delta = I_c - I_x$, где I_c — контрольное значение.

Для каждого интервала времени между t_1 и t_2 применялись значения ледовитости, рассчитанные по данным NSIDC ($I_x = I_{\text{NSIDC}}$, $\delta_x = \delta_{\text{NSIDC}}$), при выполнении условия $|\delta_{\text{NSIDC}1}| + |\delta_{\text{NSIDC}2}| \leq |\delta_{\text{NESDIS}1}| + |\delta_{\text{NESDIS}2}|$; в противном случае для данного интервала использовались значения ледовитости, рассчитанные по данным NOAA NESDIS ($I_x = I_{\text{NESDIS}}$, $\delta_x = \delta_{\text{NESDIS}}$).

Результаты и обсуждения

Сформированный суточный ряд значений ледовитости Онежского озера по спутниковым данным NSIDC, NOAA NESDIS и датчика MODIS за период 2000–2018 гг. представлен на рис. 1. Среднее значение суточного изменения ледовитости в период ледовых явлений составляет 1,55%, максимальное — 62,5% (15 и 16 декабря 2010 г. при замерзании озера). Среднее значение ледовитости в период ледовых явлений — 66,9%, за календарный год — 33,3%. Значения ледовитости Онежского озера сгруппированы в интервал времени с ноября по май без учёта года наблюдения, и функция их распределения аппроксимирована полиномом 8-й степени методом наименьших квадратов (рис. 2):

$$I = 4,5601 \cdot 10^{-16} t^8 - 5,7170 \cdot 10^{-13} t^7 + 3,0331 \cdot 10^{-10} t^6 - 8,8745 \cdot 10^{-8} t^5 + 1,5638 \cdot 10^{-5} t^4 - 1,6999 \cdot 10^{-3} t^3 + 0,1117 t^2 - 4,0700 t + 63,2021,$$

где t — номер дня в году, начиная с 1 сентября.

Коэффициент детерминации полученной регрессионной модели составляет 0,74 (достоверность коэффициента детерминации при уровне надёжности 99% подтверждена коэффициентом Фишера $1096,7 > 0,2$). Стандартная ошибка для оценки ледовитости, согласно уравнению регрессии, составляет 21%. Увеличение степени полинома аппроксимирующей функции (больше 8)

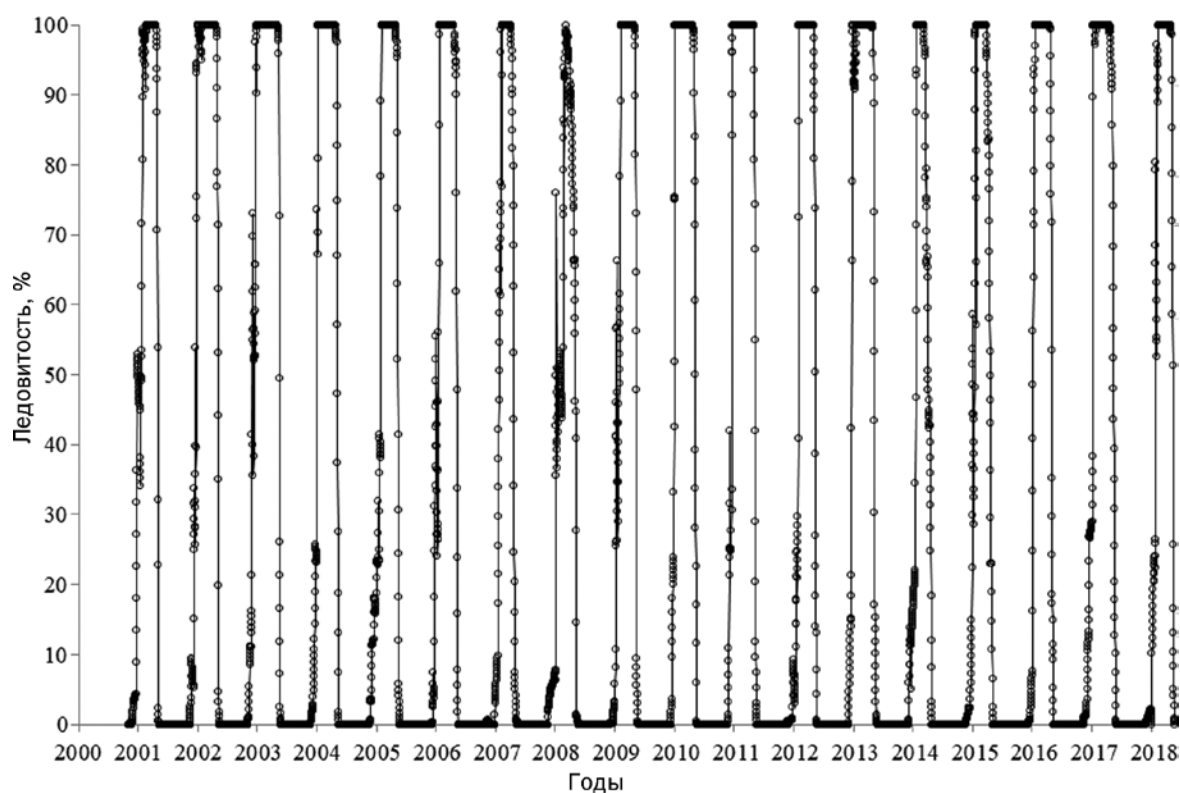


Рис. 1. Суточный ряд значений ледовитости Онежского озера за период 2000–2018 гг.

Fig. 1. The daily series of ice coverage of Lake Onega for the period 2000–2018

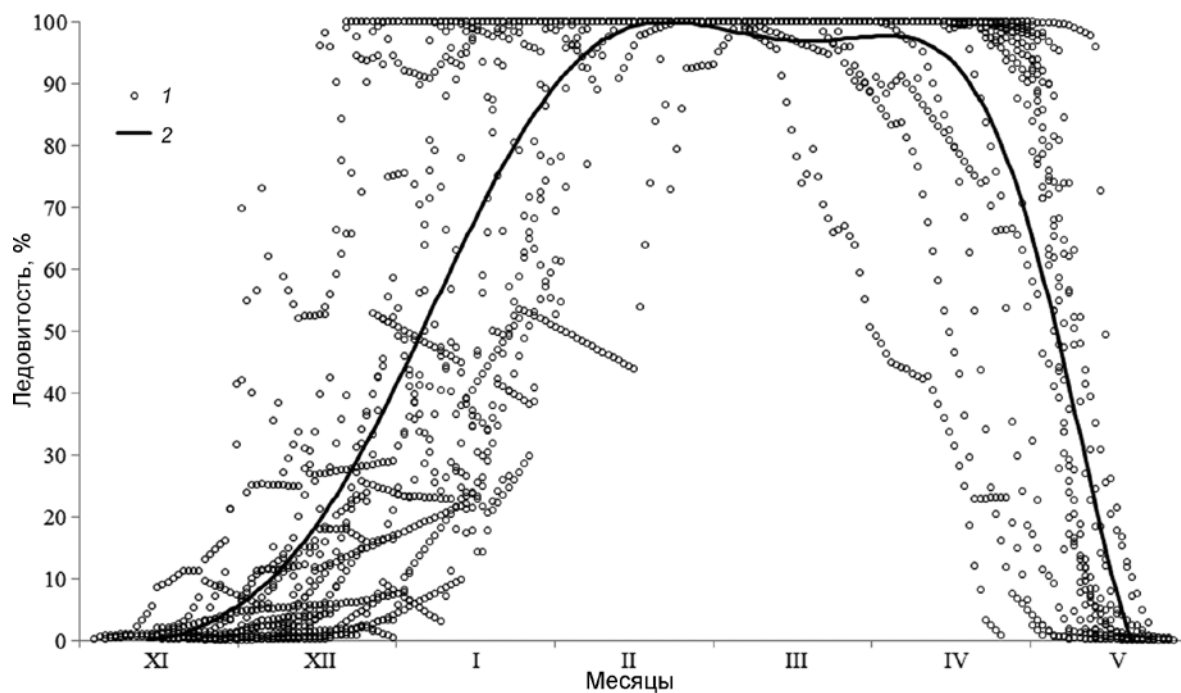


Рис. 2. Значения ледовитости (1), рассчитанные за период 2000–2018 гг., и аппроксимации функции их распределения (2) методом наименьших квадратов

Fig. 2. Values of ice cover (1), calculated for the period 2000–2018, and approximation of their distribution function (2) by the method of least squares

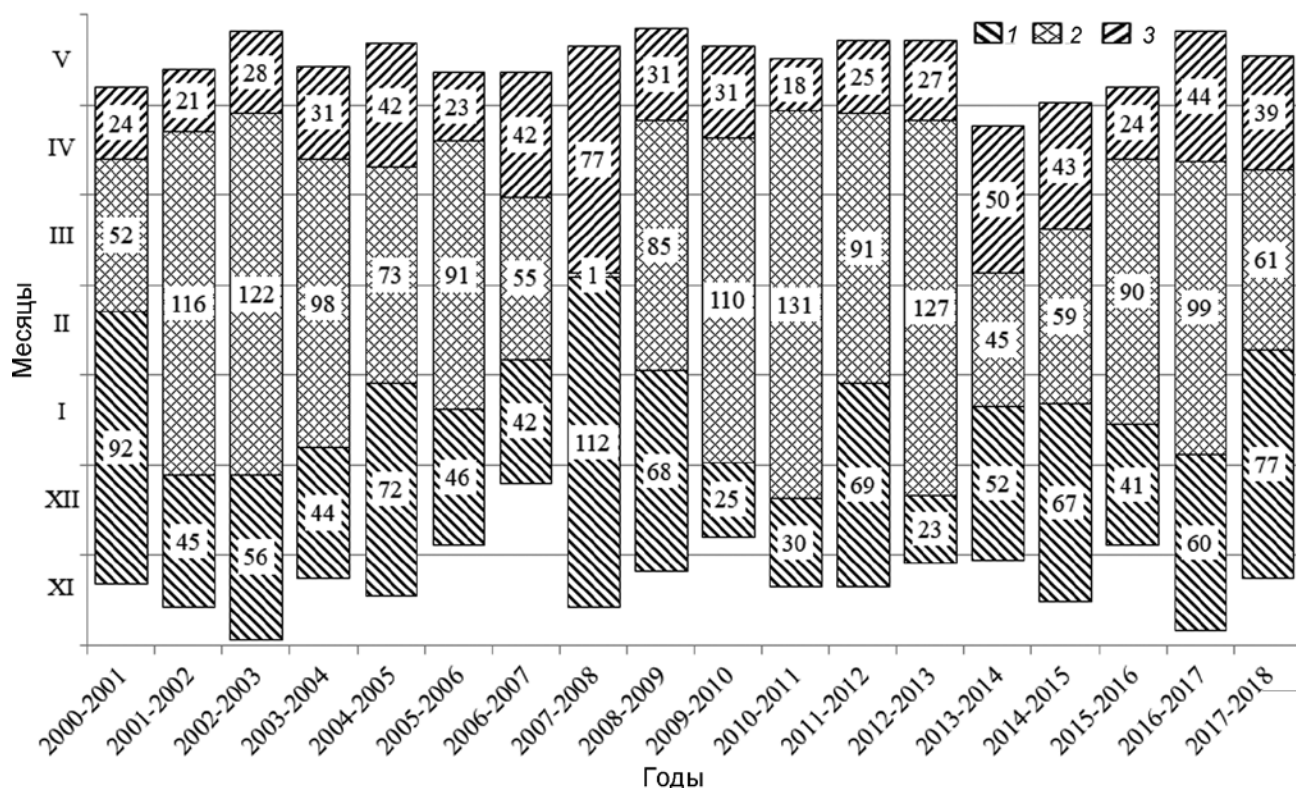


Рис. 3. Даты начала, конца и продолжительности (с указанием числа дней) периодов формирования (1), разрушения (3) ледяного покрова и полного ледостава (2) на Онежском озере за период 2000–2018 гг.

Fig. 3. The dates of the beginning, end and duration (with the number of days) of the periods of formation (1), destruction (3) ice cover and total freeze-up (2) on Lake Onega for the period 2000–2018

не привело к значительному росту коэффициента детерминации. На основании анализа ряда значений ледовитости Онежского озера определены даты начала и конца ледостава, продолжительности периодов формирования и разрушения ледяного покрова, а также полного ледостава. Результаты представлены в виде диаграммы на рис. 3.

При определении начала и конца периодов формирования и разрушения ледяного покрова полагали, что период формирования ледяного покрова характеризуется повышением ледовитости с 0 до 100%, полный ледостав – это 100%, период разрушения ледяного покрова – снижение ледовитости со 100 до 0% [9]. Статистические характеристики периодов формирования, разрушения ледяного покрова, а также полного ледостава Онежского озера (среднее значение, стандартное отклонение, коэффициент вариации) приведены в таблице. Установлено, что значения длительности периода ледовых явлений на Онежском озере (2000–2018 гг.) колеблются в широком диапазоне (размах составляет 67 дней). При этом самая ран-

няя дата начала ледовых явлений на Онежском озере зафиксирована 6 ноября 2016 г., а самая поздняя – 26 декабря 2006 г. (размах составляет 53 дней). Самая ранняя дата конца ледовых явлений – 26 апреля 2014 г., а самая поздняя – 29 мая 2009 г. (размах составляет 33 дня). Интересно, что средние значения продолжительности периодов ледовых явлений на Онежском и Ладожском озёрах равны 175 дней и 172 дня соответственно [1].

Онежское озеро ежегодно полностью покрывается льдом (ледовитость составляет 100%). При этом полный ледостав – наиболее продолжительный период (среднее значение 84 дня) по сравнению с периодами формирования и разрушения ледяного покров. Скорость разрушения (2,90%/день) приблизительно в 1,65 раза выше скорости формирования (1,76 %/день) ледяного покрова на Онежском озере. Для Ладожского озера это отношение составляет 1,5 [1], что объясняется действием ветра, который постоянно разрушает ледовые образования, не давая им сплотиться. Установлено, что в период разруше-

Таблица. Статистические характеристики периодов формирования, разрушения ледяного покрова и полного ледостава на Онежском озере за период 2000–2018 гг.

Характеристика	Среднестатистические даты начала и конца периода	Среднее значение продолжительности, дни	Стандартное отклонение, дни	Коэффициент вариации, %
Формирование ледяного покрова	25 ноября–19 января	57	23	41
Полный ледостав	20 января–12 апреля	84	34	40
Разрушение ледяного покрова	13 апреля–17 мая	34	14	41
Период ледовых явлений	25 ноября–17 мая	175	18	11

ния (в отличие от периода формирования) ледяного покрова функция изменения ледовитости Онежского озера с течением времени удовлетворяет условию монотонности, т.е. значения ледовитости монотонно убывают от 100 до 0%. Однако в редких случаях ледовитость может возрасти на 1–2%. Визуальный анализ снимков показал, что такой эффект достигается при движении ледовых образований по акватории озера, когда в результате сильного ветра раздробленные льды скапливаются вдоль одного берега, наползают друг на друга и в итоге ледовитость уменьшается. Однако, когда ледовые образования вновь выносятся в открытую часть акватории, ледовитость несколько повышается.

Аномальным при оценке особенностей ледового режима Онежского озера был 2008 г., когда полный ледостав (ледовитость 100%) длился всего один день, что не типично для данного озера. При этом на основе спутниковых данных NOAA NESDIS в 2008 г. ледостава не было вообще, однако детальный анализ снимков датчика MODIS от 5 марта 2008 г. зафиксировал, что лёд полностью покрыл всю акваторию Онежского озера. Данному явлению способствовало наличие трещины, проходящей через всю акваторию от Петрозаводской губы и залива Большое Онего к южной части озера. На один день эта трещина покрывалась тонким льдом, после чего лёд разрушился.

Анализ значений RICI для Онежского озера, рассчитанных по методике, аналогичной для Ладожского озера [1], за период 2000–2018 гг. показал, что наиболее суровые условия наблюдались зимой 2010/11 г. (1,3), а наиболее тёплые – в 2007/08 (0,79), 2008/09 (0,80) и 2013–2017 гг. (0,73). В период ледовых явлений 2010/11 г. зафиксирована максимальная продолжительность полного ледостава (129 дней), чем объясняется высокое значение RICI, несмотря на то, что продолжительность периода ледовых явлений в эту зиму (179 дней) чуть выше среднего значения (175 дней).

В тёплые зимы 2007/08, 2008/09 и 2013/14 гг. ледовый режим был разным. Зимой 2007/08 г. длительность полного ледостава была равна 55 дням, что меньше среднего значения (78 дней), но не является минимальным (1 день), в то время как общая продолжительность периода ледовых явлений составляет 139 дней (минимальное значение). Зимой 2008/09 г. длительность полного ледостава – лишь 1 день, в то время как общая продолжительность периода ледовых явлений составляет 190 дней, что значительно выше среднего значения, однако, несмотря на это, значение RICI минимально.

Заключение

Анализ суточного ряда значений ледовитости Онежского озера за период 2000–2018 гг. показал, что ледовые явления и на Онежском озере, и на Ладожском [1] занимают почти половину времени в году (в среднем 47,9%). При этом значительную часть времени в период ледовых явлений (в среднем 47,8%) озеро полностью покрыто льдом. Онежское озеро ежегодно полностью покрывалось льдом в 2000–2018 гг. в отличие от Ладожского, на котором в 2014–2017 гг. не наблюдалось полного ледостава. Среднее значение изменения ледовитости Онежского озера за день в период ледовых явлений составляет 1,55%. Результаты анализа регрессионной модели хронологического хода ледовитости Онежского озера показали, что ледяной покров формируется (в среднем 57 дней) в 1,64 раза медленнее его разрушения (в среднем 34 дней). Данное соотношение приблизительно соответствует соотношению для Ладожского озера (1,5 раза) [1]. Из этого следует, что влияние ветра при формировании ледовых образований на Онежском озере также существенно, несмотря на наличие большего числа заливов по сравнению с Ладожским озером.

Анализ спутниковых данных датчика MODIS показал, что на Онежском озере за рассматриваемый период в первую очередь лёд всегда устанавливается в Челмужской и Великой губах и только после этого — в Заонежском заливе. Отметим, что большое число маршрутов водного транспорта (в Медвежьегорск, Повенец, а также Белое море) проходит по кратчайшему пути именно через Великую губу — с северо-западной стороны от о. Большой Клименский.

Проложение другого маршрута, например через залив Малое Онего (с юго-восточной стороны от о. Большой Клименский), позволит увеличить продолжительность навигационного периода на Онежском озере на 5–25 дней.

Благодарности. Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ № 14-17-00740-П.

Acknowledgments. The work was carried out with the financial support of the RSF grant № 14-17-00740-P.

Литература

1. Karetnikov S.G., Naumenko M.A. Recent trends in Lake Ladoga ice cover // *Hydrobiologia*. 2008. V. 599. № 1. P. 41–48. doi: 10.1007/s10750-007-9211-1.
2. Климат Карелии. Изменчивость и влияние на водные объекты и водосборы / Ред. Н.Н. Филатов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. 223 с.
3. Filatov N.N., Georgiev A.P., Efremova T.V., Nazarova L.E., Pal'shin N.I., Tolstikov A.V., Sharov A.N., Rukhovets L.A. Response of lakes in Eastern Fennoscandia and Eastern Antarctica to climate changes // *Doklady Earth Sciences*. 2012. V. 444. № 2. P. 752–755. doi: 10.1134/S1028334X1206013X.
4. Сало Ю.А., Назарова Л.Е. Многолетняя изменчивость ледового режима Онежского озера в условиях нестационарности регионального климата // *Изв. Русского географического общества*. 2011. Т. 143. Вып. 3. С. 50–55.
5. Филатов Н.Н., Назарова Л.Е., Георгиев А.П., Семенов А.В., Анциферова А.Р., Ожигина В.Н., Богдан М.И. Изменения и изменчивость климата европейского Севера России и их влияние на водные объекты // *Арктика: экология и экономика*. 2012. № 2 (6). С. 80–93.
6. Baklagin V.N. Selection of parameters and architecture of multilayer perceptrons for predicting ice coverage of lakes // *Ekológia (Bratislava)*. 2017. V. 36. № 3. P. 226–234. doi: 10.1515/eko-2017-0019.
7. Усачев В.Ф., Прокачева В.Г., Бородулин В.В. Оценка динамики озерных льдов, снежного покрова и речных заливов дистанционными средствами. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 103 с.
8. Бушуев В.И., Волков Н.А., Лоцилов В.С. Атлас ледовых образований. Л.: Гидрометеиздат, 1972. 139 с.
9. Assel R., Cronk K., Norton D. Recent trends in Laurentian Great Lakes ice cover // *Climatic Change*. 2003. № 57. P. 185–204.

References

1. Karetnikov S.G., Naumenko M.A. Recent trends in Lake Ladoga ice cover. *Hydrobiologia*. 2008, 599 (1): 41–48. doi: 10.1007/s10750-007-9211-1.
2. *Klimat Karelii. Izmenchivost' i vliyaniye na vodnye ob'ekty i vodosbory*. Climate of Karelia. Variability and impact on water bodies and catchments. Ed. N.N. Filatov. Petrozavodsk: KarNC RAN, 2007: 223 p. [In Russian].
3. Filatov N.N., Georgiev A.P., Efremova T.V., Nazarova L.E., Pal'shin N.I., Tolstikov A.V., Sharov A.N., Rukhovets L.A. Response of lakes in Eastern Fennoscandia and Eastern Antarctica to climate changes. *Doklady Earth Sciences*. 2012, 444 (2): 752–755. doi: 10.1134/S1028334X1206013X.
4. Salo Yu.A., Nazarov L.E. Multiannual variability of the Onega Lake ice regime in conditions of variability of the regional climate. *Izvestiya Russkogo Geograficheskogo Obshchestva*. Proc. of the Russian Geographical Society. 2011, 143 (3): 50–55. [In Russian].
5. Filatov N.N., Nazarov L.E., Georgiyev A.P., Semenov A.V., Antsiferov A.R., Ozhigina V.N., Bogdan M.I. Changes and variability of climate in the European part of the Russian North and their effect on water facilities. *Arktika: ekologiya i ekonomika*. Arctic: ecology and economy. 2012, 2 (6): 80–93. [In Russian].
6. Baklagin V.N. Selection of parameters and architecture of multilayer perceptrons for predicting ice coverage of lakes. *Ekológia (Bratislava)*. 2017, 36 (3): 226–234. doi: 10.1515/eko-2017-0019.
7. Usachev V.F., Prokacheva V.G., Borodulin V.V. *Otsenka dinamiki ozernykh l'dov, snezhnogo pokrova i rechnykh zalivov distantsionnymi sredstvami*. Estimation of dynamics of lake ice, snow cover and river bays by remote means. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1985: 103 p. [In Russian].
8. Bushuev V.I., Volkov N.A., Loshchilov V.S. *Atlas ledovykh obrazovaniy*. Atlas of ice formations. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1972: 139 p. [In Russian].
9. Assel R., Cronk K., Norton D. Recent trends in Laurentian Great Lakes ice cover. *Climatic Change*. 2003, 57: 185–204.

Распределение температуры и солёности морского ледяного покрова по экспериментальным и модельным данным (на примере бухты Новик Японского моря)

© 2018 г. А.Н. Четырбоцкий^{1*} А.Ю. Лазарюк²

¹Дальневосточный геологический институт, Дальневосточное отделение РАН, Владивосток, Россия;

²Тихоокеанский океанологический институт имени В.И. Ильичева, Дальневосточное отделение РАН, Владивосток, Россия

*chetyrbotsky@yandex.ru

Temperature and salinity distribution of sea ice cover according to experimental and model data (case study of Novik Bay of the Sea of Japan)

A.N. Chetyrbotsky^{1*}, A.U. Lazaryuk²

¹Far Eastern Geological Institute, Far East Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia;

²V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far East Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia

*chetyrbotsky@yandex.ru

Received December 1, 2017

Accepted April 26, 2018

Keywords: estimation of the models adequacy, salinity distribution, sample data, temperature distribution.

Analysis of sample distributions of temperature and salinity within depths of sea ice allowed revealing a high negative correlation between temperature of the surface air layer and the salinity vertical distribution across the ice thickness. This situation is explained by the fact that when temperature inside the ice rises the vertically oriented pores filled with brine, and this causes increased flow of brine. But when the temperature of the thickness drops, volumes of these pores significantly decrease, and as a result of that stresses near the pores grow and brine is squeezed out to both above and under the ice. Comparison of individual cases of the sample salinity distributions made possible to determine that the temperature of the surface air layer significantly influences the freezing intensity. When developing a model of spatiotemporal dynamics of the temperature, the diffusion mechanism of its vertical distribution is adopted, where the thermal conductivity coefficient is a linear function of temperature. A computational scheme for solving the model equations had been developed. The procedure to estimate the model parameters is given. The results of the parameter estimations had proved the adequacy of both the sample and the model distributions. A degree of the adequacy is the correlation coefficient between the above distributions. It is shown that the numerical simulation of the spatiotemporal salinity dynamics can be performed in framework of the diffusion mechanism of the vertical distribution, where the diffusion coefficient is a linear function of temperature. The results of the parameter estimations did also show the adequacy of both the sample and the model distributions.

Citation: Chetyrbotsky A.N., Lazaryuk A.U. Temperature and salinity distribution of sea ice cover according to experimental and model data (case study of Novik Bay of the Sea of Japan). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2018. 58 (4): 559–568. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2018-4-559-568.

Поступила 1 декабря 2017 г.

Принята к печати 26 апреля 2018 г.

Ключевые слова: модель распределения солёности, модель распределения температуры, морской ледяной покров, оценка адекватности моделей.

Выполнен анализ выборочных распределений температуры и солёности ледяного покрова бухты Новик – типичной для Японского моря. Выявленные корреляционные связи между переменными использованы при построении численных моделей пространственно-временных распределений температуры и солёности. Рассмотрены вычислительные схемы решения уравнений моделей и процедуры оценки их параметров. Результаты моделирования показали адекватность выборочных и модельных распределений.

Введение

В 2015 г. было продолжено изучение формирования и последующей динамики ледяного покрова Японского моря, где натурным объектом выступает ледяной покров бухты Новик [1–5]. В ранних исследованиях ледяного покрова бухты основное внимание уделялось способам оценки содержания жидкой фазы в порах льда методами ядерно-маг-

нитного резонанса (ЯМР) и магнитно-резонансной томографии. Рассматривалась также адаптация известных эмпирических моделей динамики его толщины, которые обычно применяют для льдов арктических морей и которые не учитывают региональную специфику морских водоёмов Приморья, что приводит к ограниченности их применения. Важность этих работ объясняется определённой типичностью бухты, поэтому её ледяной покров

может выступать модельным полигоном для разработки численных моделей состояния и динамики морского льда. При выборе объекта исследования дополнительно учитывается существенная закрытость бухты Новик, что позволяет рассматривать её как закрытую систему и способствует значительному снижению воздействий на модель ряда неконтролируемых факторов. Существенно также, что бухта расположена недалеко от лабораторных подразделений институтов Дальневосточного отделения РАН и Дальневосточного федерального университета, где оперативно можно выполнить анализы физического состояния образцов льда.

В работе учитывается как особенность расположения бухты, так и актуальность построения численных моделей динамики её ледяного покрова, при этом адаптация и оценка адекватности реальным объектам изучения проводятся на основе выборочного цифрового материала. Разработанные информационные технологии построения численных моделей ледяного покрова и методы их адаптации могут быть полезны при построении моделей объектов более сложной структурной иерархии (например, ледяного покрова Уссурийского и Амурского заливов).

Цель работы — численное моделирование пространственно-временной динамики распределений температуры и солёности морского ледяного покрова. На примере конкретного выборочного материала рассмотрены проблемы адаптации предлагаемых моделей. Процедуры адаптации выполнялись средствами нахождения экстремумов нелинейных функционалов <http://matlab.exponenta.ru/optimiz/index.php>. Здесь этим функционалом выступает невязка между выборочными и модельными распределениями. Мера адекватности выборочных и модельных распределений определяется корреляцией между ними и доверительными интервалами параметров моделей [6, 7]. Выполнено численное моделирование совместной динамики распределений температуры и солёности ледяного покрова бухты Новик.

Материал и анализ выборочных распределений

Ранее состояние морского ледяного покрова бухты изучалось на основании выборочных данных за отдельные годы. По объёму наблюдений выделяется выборка 2015 г., которая и будет ис-

пользоваться нами. Для проведения измерений состояния ледяного покрова бухты Новик сначала определяли участок ледяной поверхности с целью отбора проб керна льда, а затем на выбранном участке отбирались две пробы керна с помощью кольцевого бура диаметром 16 см (глубина керна — это толщина льда). Керны использовались для замера температуры и определения солёности. *Первую пробу керна* укладывали горизонтально на подставку в пластиковый решётчатый ящик. Затем для установки термощупов (6 мм) на его боковой поверхности дрелью высверливали отверстия (8 мм) глубиной 7–9 см с шагом 3–6 см вдоль оси керна. Расстояния от торцов керна составляло 2–3 см, локализацию отверстий определяли с точностью 0,5 см. Температурный профиль в отобранном керне измеряли в течение 15–25 минут с помощью макета многоканального термометра. *Вторую пробу керна* после извлечения укладывали на специальную раму для последующего распила на сегменты по 4–5 см (точность менее 0,5 см). Распил проводили на месте отбора в течение 15–20 минут с соблюдением мер, исключающих потери жидкой фазы и попадание снежной массы в отобранные пробы льда. Полученные порции льда (сегменты) помещали в пластиковые контейнеры с герметичной крышкой. Растапливали порции при комнатной температуре в тех же ёмкостях. Солёность определяли по электропроводности растаявших образцов (объём 500–1000 мл), которые пропускали через проточную систему зонда SBE-19+ [4, 5].

Выборку определяют 18 распределённых преимущественно вдоль осевой линии бухты временных съёмок, разделённых на три локально сосредоточенные группы. Распределение групп соответствует мелководному (шесть съёмок), среднему (пять съёмок) и глубоководному (семь съёмок) участкам бухты. В отдельных съёмках было выполнено от 8 до 12 вертикальных срезов. Объёмы выборок в группах составили 64, 52 и 72 наблюдений соответственно. Протяжённость участка проведения съёмок — 6 км. Начало отсчёта приходилось на самый мелководный участок съёмок. Наибольшая в 2015 г. толщина ледяного покрова в бухте Новик 0,56 м наблюдалась 24 февраля. Поскольку на момент наблюдений снежный покров был незначительным, в дальнейшем он не учитывался. Разделение выборки на отдельные группы обусловлено трудностями выполнения на-

Корреляции параметров состояния морского ледяного покрова бухты Новик*

	h	T_A	T_W	S_W	T_1	T_n	S_1	S_n	Day
h	1	0,492	0,520	-0,500	0,581	0,455	-0,569	-0,087	0,897
T_A	0,492	1	0,860	-0,849	0,734	0,674	-0,381	-0,426	0,654
T_W	0,520	0,860	1	-0,940	0,800	0,889	-0,246	-0,213	0,744
S_W	-0,500	-0,849	-0,940	1	-0,767	-0,770	0,300	0,168	-0,752
T_1	0,581	0,734	0,800	-0,767	1	-0,757	-0,397	-0,312	0,670
T_n	0,455	0,674	0,889	-0,770	-0,757	1	-0,045	-0,075	0,642
S_1	-0,569	-0,381	-0,246	0,300	-0,397	-0,045	1	0,472	-0,528
S_n	-0,087	-0,426	-0,213	0,168	-0,312	-0,075	0,472	1	-0,047
Day	0,897	0,654	0,744	-0,752	0,670	0,642	-0,528	-0,047	1

*Курсивом выделены корреляции, которые превышают по абсолютной величине 0,7.

Обозначения параметров см. текст.

турных экспериментов и проблемами технического характера формирования керна льда в рядом отстоящих участках морского ледяного покрова.

В каждом наблюдении измерялись следующие параметры состояния ледяного покрова: h — толщина льда, м; T_A — температура надледного слоя воздуха; T_W температура подледного слоя воды, °C; T_1 , T_n — температура верхнего и нижнего (приводного) слоёв ледяного покрова соответственно, °C; S_1 , S_n — солёность верхнего и нижнего (приводного) слоёв, ‰; Day — временной фактор — число дней от начала года; наибольшая толщина льда принималась равной $z_{\max} = 0,56$ м (наблюдается 24 февраля), а наименьшая (где были выполнены измерения) — $z_{\min} = 0,02$ м; временной шаг $\Delta t = 1$ сут.; границы изменения вдоль горизонтали от 0 до 6102 м. В дальнейшем везде принимается, что положительное направление вертикальной оси OZ соответствует росту толщины морского ледяного покрова.

Анализ выборочных корреляций (они вычисляются для всей совокупности наблюдений за минусом наблюдений с пропущенными значениями) позволяет оценить характер устойчивых для зимнего периода 2015 г. линейных связей рассматриваемых параметров состояния ледяного покрова (таблица). Высокое значение корреляции $r(h, Day) = 0,897$ показывает рост толщины в течение всего периода наблюдений. Корреляция $r(T_A, T_W) = 0,860$ отражает, по сути, определённую совместность изменений температуры надледного слоя воздуха и подледного слоя морской воды, а корреляция $r(T_A, S_W) = -0,849$ — противоположность изменений T_A и роста S_W . Такая ситуация вызвана тем, что изменение температу-

ры в толще ледяного покрова следует изменению T_A , на что указывают её высокие корреляции с T_1 и T_n . Поэтому снижение температуры льда вызывает в нём рост механических напряжений (соотношение Дюамеля—Неймана для зависимости напряжения в деформируемом теле от температуры [8]), в результате рассол выжимается в подледный слой воды.

Корреляция $r(T_W, S_W) = -0,940$ отражает противоположность изменений этих параметров: при повышении/понижении температуры подледного слоя воды её солёность падает/возрастает. Возможным объяснением такой ситуации может служить приток/отток сюда пресной воды, в том числе возможно таяние приводных слоёв в результате стока в бухту тёплой воды (например, канализации). Высокие положительные корреляции $r(T_W, T_1) = 0,800$ и $r(T_W, T_n) = 0,889$ отражают совместность изменения этих величин. Высокие отрицательные корреляции $r(S_W, T_1) = -0,767$ и $r(S_W, T_n) = -0,770$ отражают противоположную направленность изменений температуры морского ледяного покрова и солёности приводного слоя.

Анализ пространственно-временных распределений температуры показывает наличие в первой трети периода наблюдений контрастной складки (рис. 1, а–в). Её присутствие объясняется зимним потеплением 2015 г. Распределение глубины складки убывает с ростом толщины ледяного покрова, что связано с большей устойчивостью (инерционностью) к температурным скачкам его нижних слоёв. Отметим также высокую вариабельность температуры льда в его приповерхностных горизонтах (см. на рис. 1, а–в), что объясняется ненулевым потоком на границе воздух–лёд. Наименьшая

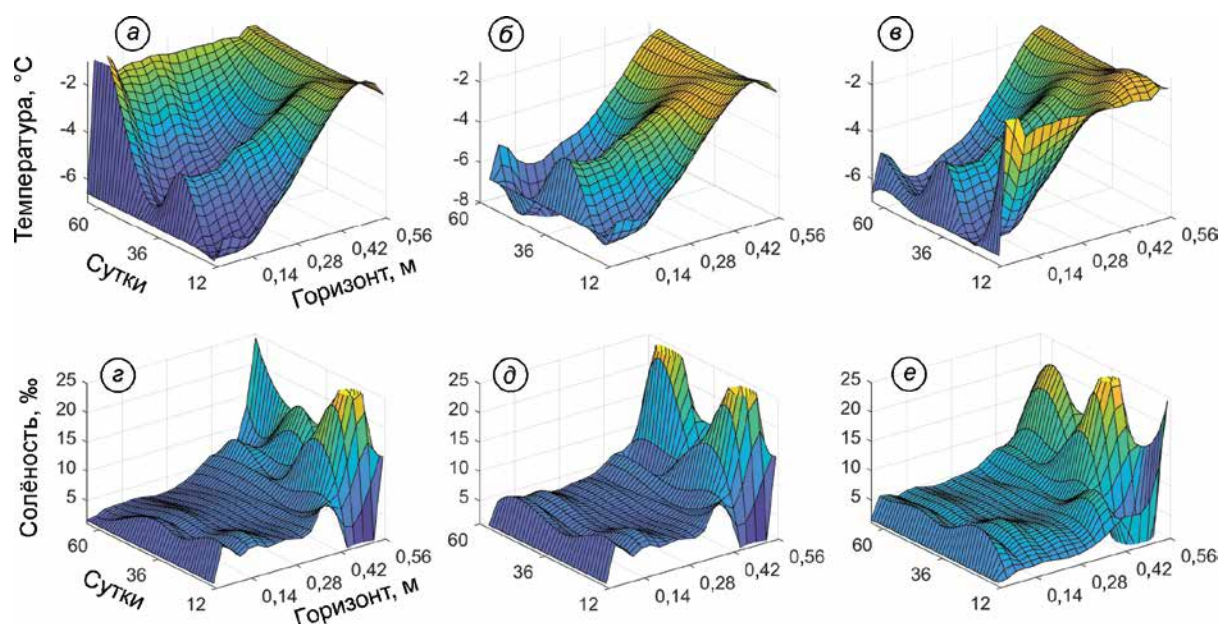


Рис. 1. Выборочные распределения температуры и солёности по группам съёмок:

a–в – группа 1; *г–е* группа 2

Fig. 1. Sampling distribution of temperature and salinity groups shots

a–в – group 1; *г–е* – group 2

изменчивость температуры отмечается в приграничных со льдом участках воды (на рис. 1, *a–в* это участки приводных горизонтов льда). Такая ситуация соответствует относительной стабильности подлёдных слоёв воды в бухте Новик в 2015 г.

В распределениях солёности по глубине выделяют три стадии её изменения (см. рис. 1, *г–е*): в близких к границе воздух–лёд слоях её всплеск, затем относительно плавное равномерное распределение и почти квазилинейный рост солёности в нижних (приводных) слоях. Наличие первой стадии вызвано испарением воды на поверхности льда и транспортировкой сюда выдавленного при смерзании льда рассола. Особенно это заметно для случая *е*, где для первых 32 дней наблюдений отмечается существенное содержание солёности в первом расчётном слое ледяного покрова. В случаях *г* и *е* на поверхности распределения отмечается определённая складка содержания солёности, присутствие которой можно объяснить зимним потеплением. Пространственно-временные распределения солёности показывают наибольшую солёность в нижних (приводных) слоях ледяного покрова, что вызвано их повышенной по сравнению с остальными слоями температурой льда. В приводных слоях размеры пор во льду расширены, что способствует повышенной миграции рассола из верхних

слоёв в нижние слои. Так же, как и для температуры, можно заметить относительное постоянство солёности на границе лёд–вода, что объясняется отсутствием её потоков на этой границе.

Распределение толщины морского ледяного покрова

В практике морских прогнозов для расчётов толщины ледяного покрова широко используется эмпирическая формула

$$h(t) = c \sum (-T_A),$$

где $h(t)$ – толщина льда для времени t ; c – неотрицательный коэффициент пропорциональности; $\sum (-T_A)$ – так называемая сумма градусо-дней мороза воздуха [9].

Ограниченное применение этой формулы обусловлено тем, что подобное эмпирическое соотношение не отражает физическую сторону динамики толщины, а даёт только количественную характеристику в более или менее стационарных условиях. При этом основная трудность оценки параметров связана с натурными измерениями толщины сплошного ледяного покрова – процесс замерзания протекает столь многообразно, что в одно и то же время толщина льда на разных участках существен-

но отличается между собой. Это характерно почти для всех натурных измерений численных значений параметров состояния ледяного покрова [10–13]. Изменение толщины льда определяется разностью потоков тепла через лёд в атмосферу q_{IA} и от воды в нижний слой льда q_{WI} [14–16]. Запись модели динамики толщины принимает следующий вид:

$$L\rho_I(\partial h/\partial t) = q_{IA} - q_{WI} + D_h(\partial^2 h/\partial x^2),$$

где L , ρ_I , D_h — соответственно удельная теплота плавления, плотность льда и коэффициент диффузии.

Здесь выравнивание толщин ледяного покрова в результате отрыва различных выступающих частей льда на нижних горизонтах ледяного покрова и переноса их различными течениями выполняется механизмом диффузии. Представление потоков частными производными и преобразование коэффициентов приводят уравнение динамики толщины к виду

$$\begin{cases} \frac{\partial h}{\partial t} = k_{IA} \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)_{z=0} - k_{WI} \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)_{z=h} + D_h \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} \\ h(t_0) = h_0, \end{cases} \quad (1)$$

где значения D_h , k_{IA} и k_{WI} подлежат оценке при вычислительных экспериментах; h_0 — начальная толщина ледяного покрова.

Поскольку наблюдения проводились, когда лёд уже присутствовал, то $h_0 > 0$. Напомним, что положительное направление оси OZ определяется ростом толщины льда.

Для конечно-разностной аппроксимации первых двух членов левой части следует задать температуру T_1^* на поверхности ледяного покрова и температуру T_h^* приводного слоя льда. При отсутствии соответствующего числового материала полагается, что

$$\begin{aligned} T_1^*(t, x) &= 0,5(T_A(t, x) + T(t, x, z)|_{z=\Delta z}) \text{ и} \\ T_h^*(t, x) &= 0,5(T(t, x, z)|_{z=h} + T_W(t, x)), \end{aligned} \quad (2)$$

где $T_A(t, x)$ — распределение температуры надлёдного слоя воздуха; $T(t, x, z)$ — распределение температуры ледяного покрова; $T_W(t, x)$ — распределение температуры подлёдного слоя морской воды.

Тогда конечно-разностные аппроксимации частных производных принимают следующий вид:

$$\begin{aligned} (\partial T/\partial z)_{z=0} &= (T_A - T|_{z_{\min}})/2\Delta z \text{ и} \\ (\partial T/\partial z)_{z=h} &= (T|_{z=h} - T_W)/2\Delta z, \end{aligned}$$

где $z_{\min}$ — наименьшее значение переменной z .

Для решения здесь используется неявная вычислительная схема:

$$\begin{cases} \frac{h_i^{n+1} - h_i^n}{\Delta t} = \frac{D_h}{\Delta x^2} (h_{i-1}^{n+1} - 2h_i^{n+1} + h_{i+1}^{n+1}) + \frac{1}{\Delta z} \Phi_i^n \\ \Phi_i^n = \frac{1}{\Delta z} [k_{IA}(T(t_n, x_i, z_{\min}) - T_A(t_n, x_i)) - k_{WI}(T_W(t_n, x_i) - T(t_n, x_i, h))], \end{cases}$$

решение которой выполняется матричной прогонкой. При заданных выборочных распределениях температуры надлёдного слоя воздуха T_A и температуры подлёдного слоя воды T_W оценка искомых параметров следует решению задачи поиска экстремума функционала:

$$\Phi_h(\theta_h) = \sum_{c=1}^3 \sum_{j=1}^{N(c)} \left[h_{cj}^{(d)} - h(t_j, x_c, \theta_h) \right]^2 \rightarrow \min, \quad (3)$$

где $\theta_h = (D_h, k_{IA}, k_{WI})$ — набор искомых параметров модели (1); $\{h_{cj}^{(d)} : c = 1 \div 3, j = 1 \div N(c)\}$ — выборочные распределения толщин (c — номер группы съёмов; $N(c)$ число съёмов в c -й группе съёмов); $\{t_j : 1 \leq j \leq N(c)\}$ — даты проведения съёмов в точке x_c линии вдоль вытянутой части бухты.

Решение задачи (3) — итерационный процесс, на каждом шаге которого решается задача (1) при заданных начальных и краевых условиях. Начальное приближение для параметров выбиралось из соображений их размерности. Поскольку размерность $[D_h]$ прямо пропорциональна квадрату длины и обратно пропорциональна времени, то её начальное приближение принималось равным $\Delta z^2/\Delta t$, а начальное приближение для k_{IA} , k_{WI} равным $\bar{h}\Delta z/abs(T_{\min})$ ($\bar{h}$ — среднее значение толщины). Остановка вычислений решения происходила при стабилизации значений оценок искомых коэффициентов. Критерием адекватности модели выборочным распределениям выступает коэффициент между ними, а также статистическая значимость параметров модели. Для этого оценивалась достоверность гипотезы отличия оценок параметров от нуля.

Численные оценки параметров определяются следующими интервалами:

$$\begin{aligned} D_h &= 0,821 \pm 8,104 \cdot 10^3 \text{ м}^2/\text{сут.}; \\ k_{IA} &= (3,214 \pm 0,715) \cdot 10^{-5} \text{ м}^2/^\circ\text{С}; \\ k_{WI} &= (1,214 \pm 0,215) \cdot 10^{-5} \text{ м}^2/^\circ\text{С}. \end{aligned}$$

Доверительный интервал коэффициента D_h содержит его нулевое значение. Согласно статистическому t -критерию Стьюдента [7], его надо

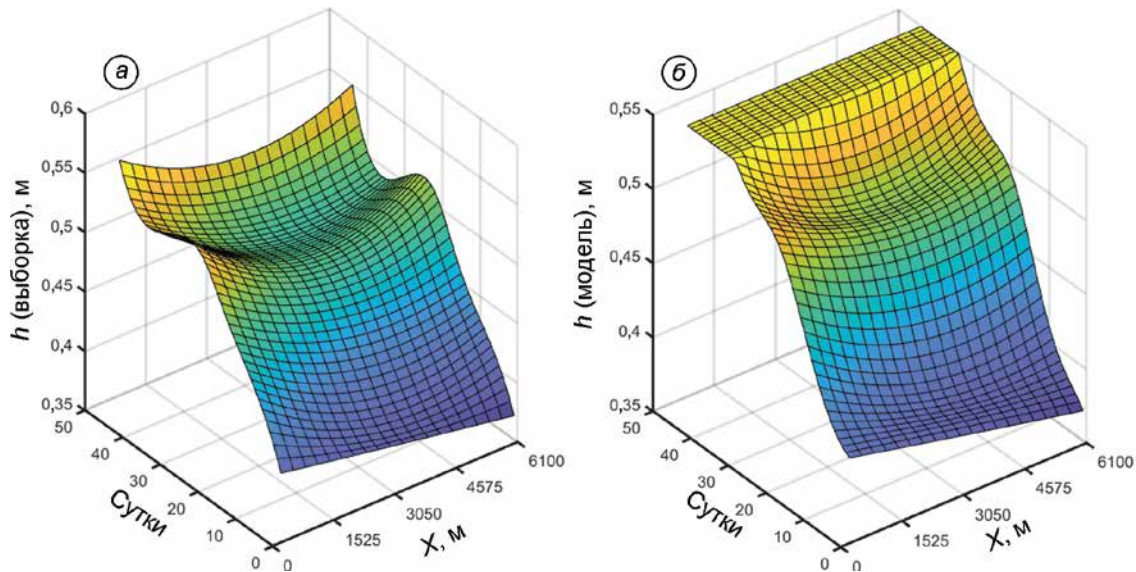


Рис. 2. Выборочное (а) и модельное (б) распределение толщины морского ледяного покрова бухты Новик в 2015 г.
Fig. 2. Sample (a) and model (b) the thickness distribution of the sea ice cover of Novik Bay in 2015

считать равным нулю, т.е. в модели (1) исключить механизм пространственного изменения толщины льда вдоль горизонтального направления. После исключения из модели этого фактора следует вновь оценить искомые значения коэффициентов. Повторение вычислительного цикла расчётов приводит к следующим оценкам:

$$k_{IA} = (3,259 \pm 0,654) \cdot 10^{-5} \text{ м}^2/\text{°С} \text{ и} \\ k_{WI} = (1,202 \pm 0,214) \cdot 10^{-5} \text{ м}^2/\text{°С}.$$

На рис. 2 представлено выборочное и модельное распределение толщины ледяного покрова вдоль выделенного направления бухты Новик. Оценить, насколько модель оказывается адекватной выборочному распределению, можно на основании коэффициента корреляции между ними и объёма доверительной области решения задачи (3) [6, 7]. Здесь $r(h^{(d)} h) = 0,921$. Вычисления показывают отсутствие корреляции между параметрами (она вычисляется при её решении на основании приближения матрицы Гессе [6]). Поскольку здесь $r(k_{IA}, k_{WI}) = -0,126$, то корреляция между ними отсутствует. Кроме того, доверительные интервалы не содержат нулей, т.е. вычисленные коэффициенты статистически значимо отличаются от нуля. Высокий коэффициент корреляции между выборочным и модельным распределениями и узкие доверительные интервалы оценённых коэффициентов модели указывают на высокую степень адекватности распределений.

Распределения температуры и солёности

В практике численного моделирования распределения температуры морского ледяного покрова обычно рассматривается диффузионный механизм её динамики [17–20]. Если теплоёмкость и плотность льда полагаются постоянными, то уравнение для T принимает следующий вид:

$$\begin{cases} \frac{\partial T}{\partial t} = \nabla (\mu \nabla T) + I \exp(-az) \\ T(0, x, z) = T_0(x, z), \quad 0 \leq z \leq h, \end{cases} \quad (4)$$

где $\mu = \mu(T)$ – коэффициент температуропроводности; ∇ – оператор Гамильтона (оператор набла); I – амплитуда длинноволновой радиации; a – показатель затухания радиации с глубиной; $T_0(x, z)$ – начальное распределение T .

Здесь принимается линейная зависимость $\mu = \mu_0(T + 273)$, т.е. при вычислении коэффициента температуропроводности используется абсолютная температура. Краевые условия для задачи (4) принимаются в виде

$$\begin{cases} T(t, x, z_1) = T_1(t, x) \\ k_I \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)_{z=h} - k_W \left(\frac{\partial T_W}{\partial z} \right)_{z=h} = \lambda \rho_I \frac{\partial \xi}{\partial t} \\ \left(\frac{\partial T}{\partial x} \right)_{x=0} = \left(\frac{\partial T}{\partial x} \right)_{x=X} = 0, \end{cases} \quad (4a)$$

где k_I, k_W – коэффициенты теплопроводности первой (льда) и второй (вода) фазы морской воды соответственно; λ, ρ_I – скрытая теплота плавления и плотность льда соответственно; $d\xi/dt$ – смещение подвижной межфазной границы лёд–вода (изменение толщины льда за время dt).

Согласно первому условию, на границе лёд – надлёдный слой воздуха задаётся распределение температуры льда $T_I(t, x)$. На границе лёд–вода происходит фазовый переход воды в лёд и обратный переход льда в воду (такие задачи с подвижными межфазными границами составляют класс так называемых задач Стефана). Соответствующие условия на этой границе принимают вид второго соотношения (4а). В литературных источниках отмечается высокая вариабельность этих коэффициентов [11, 12]. Кроме того, их численные оценки характерны для морского ледяного покрова арктических морей. Поэтому целесообразно оценивать их на основании региональных выборочных распределений. В приводном слое льда правая часть второго условия (4а) следует модели (1). Подстановка сюда соотношений (2) приводит к такой записи:

$$T(t, x, h) = T_W(t, x) - C_T \cdot dh(t, x, h)/dt, \quad (5)$$

где C_T – коэффициент пропорциональности, подлежащий определению; его размерность $[C_T] = [T]$, с/м (квадратные скобки указывают на размерность величины в них).

Отсутствие потоков тепла на горизонтальных границах рассматриваемого участка бухты задаётся третьим соотношением (4а). При решении задач (4), (4а) и (5) распределения $T_A(t, x)$ и $T_W(t, x)$ задаются их выборочными распределениями. Решение (4) следует двуслойной неявной вычислительной схеме [21, 22]

$$\begin{cases} \frac{T_{ij}^{n+1/2} - T_{ij}^n}{\Delta t} = \frac{1}{\Delta z} \left(\mu_{i,j+1/2}^n \frac{T_{i,j+1}^{n+1/2} - T_{i,j}^{n+1/2}}{\Delta z} - \mu_{i,j-1/2}^n \frac{T_{i,j}^{n+1/2} - T_{i,j-1}^{n+1/2}}{\Delta z} \right) + \text{Exp}(-az_j) \\ \frac{T_{ij}^{n+1} - T_{ij}^{n+1/2}}{\Delta t} = \frac{1}{\Delta x} \left(\mu_{i+1/2,j}^{n+1/2} \frac{T_{i+1,j}^{n+1} - T_{i,j}^{n+1}}{\Delta x} - \mu_{i-1/2,j}^{n+1/2} \frac{T_{i,j}^{n+1} - T_{i-1,j}^{n+1}}{\Delta x} \right), \end{cases}$$

на каждом шаге которой используется матричная прогонка.

Численные оценки μ_0, C_T, I, a , определяются решением задачи

$$\Phi_T(\theta_T) = \sum_{c=1}^3 \sum_{j=1}^{N(c)} \sum_{k \in K(c)} \left[T_{cjk}^{(d)} - T(t_j, x_c, z_k, \theta_T) \right]^2 \rightarrow \min, \quad (6)$$

где $\theta_T = (\mu_0, C_T, I, a)$ – набор искомых коэффициентов модели (4); $\{T_{cjk}^{(d)} : c = 1 \div 3, j = 1 \div N(c), k \in K(c)\}$ – выборочные распределения температуры ледяного покрова (c – номер группы съёмки; $N(c)$ – число съёмок в c -й группе съёмок; k – индекс глубины ледяного покрова, где измерялась его температура); $\{t_j : 1 \leq j \leq N(c)\}$ – даты проведения съёмок в точке x_c линии вдоль вытянутой части бухты.

Начальные приближения искомых величин следуют размерностям и порядкам значений членов уравнений. В частности, начальное приближение для D_T полагалось равным $\Delta z^2 / \Delta t \cdot \text{abs}(T_{\min})$. Начальные приближения остальных параметров подбирались при вычислительных экспериментах. Решение задачи (6) приводит к следующим доверительным интервалам параметров:

$$\begin{aligned} \mu_0 &= (7,519 \pm 0,583) \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с} \cdot ^\circ\text{C}; \\ C_T &= 6,023 \pm 2,127 \text{ с} \cdot ^\circ\text{C}/\text{м}^2; \\ I &= (4,366 \pm 0,942) \cdot 10^{-3} \text{ } ^\circ\text{C}/\text{с}; \\ a &= 10,372 \pm 9,677 \text{ м}^{-1}. \end{aligned}$$

На рис. 3, а–в для исходных групп съёмок представлены модельные распределения температуры. Сопоставление выборочных распределений температуры и соответствующих им модельных распределений показывает их достаточно хорошие совпадения. Отметим, что коэффициенты корреляции между ними принимают высокие значения: 0,801, 0,824 и 0,768.

Анализ распределений солёности на рис. 1 показывает наличие трёх характерных участков их изменений: определённый всплеск в приграничных слоях воздух–лёд, далее относительно равномерный участок и почти квазилинейный рост солёности в приводных слоях. В определённой степени такая ситуация объясняется диффузионным механизмом распределения концентрации солей. Анализ соответствующих корреляций показывает, что необходимо учитывать также наложение температурного фактора: чем выше температура, тем больше размеры микропор и соответственно интенсивнее сток рассола. Выполненные здесь вычислительные эксперименты показали, что выборочным

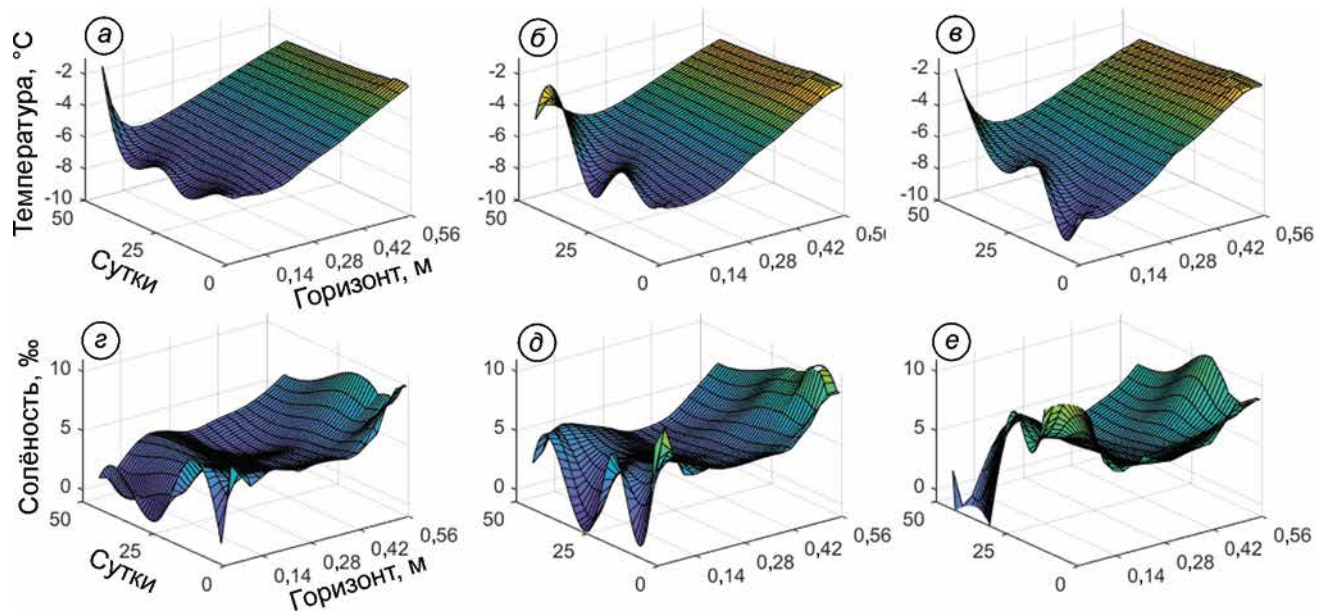


Рис. 3. Модельные распределения температуры и солёности морского ледяного покрова бухты Новик в 2015 г.: а–в – группа 1; г–е – группа 2

Fig. 3. Model of the distribution of temperature and salinity of the sea ice cover Novik bays in 2015:

а–в – group 1; г–е – group 2

распределениям солёности с высокой степенью адекватности соответствует модель

$$\partial S / \partial t = D_S \nabla^2 S - C_S \cdot \partial T / \partial z, \quad (7)$$

где ∇^2 – оператор Лапласа на плоскости $\{x, z\}$; D_S и C_S – неотрицательные коэффициенты, подлежащие определению; температура T следует её модельному распределению.

Согласно условиям проведения выборочных исследований, краевая задача для (7) принимает вид

$$\begin{cases} S(0, x, z) = S_0(x, z), & 0 \leq z \leq h \\ S(t, x, 0) = S_1(t, x), & t > 0 \\ S(t, x, h) = S_h(t, x), & t > 0, \end{cases}$$

где $S_0(x, z)$ – начальное распределение S ; $S_1(t, x)$ – её распределение в слое $z = z_{\min}$; $S_h(t, x)$ – распределение солёности в приводном слое льда $z = h$.

Решение (7) следует неявной двухслойной вычислительной схеме

$$\begin{cases} \frac{S_{ij}^{n+1/2} - S_{ij}^n}{\Delta t} = \frac{D_S}{\Delta z^2} (T_{i,j-1}^{n+1/2} - 2T_{i,j}^{n+1/2} + T_{i,j+1}^{n+1/2}) - \frac{C_S}{\Delta z} (T_{i,j}^n - T_{i,j-1}^n) \\ \frac{S_{ij}^{n+1} - S_{ij}^{n+1/2}}{\Delta t} = \frac{D_S}{\Delta x^2} (S_{i-1,j}^{n+1} - 2S_{i,j}^{n+1} + S_{i+1,j}^{n+1}), \end{cases}$$

на каждом шаге которой для решения используется матричная прогонка.

Численные оценки D_S и C_S определяются решением задачи

$$\Phi_S(\theta_S) = \sum_{c=1}^3 \sum_{j=1}^{N(c)} \sum_{k \in K(c)} \left[S_{cjk}^{(d)} - S(t_j, x_c, z_k, \theta_S) \right]^2 \rightarrow \min, \quad (8)$$

где $\theta_S = (D_S, C_S)$ – набор искомых параметров модели (3); $\{S_{cjk}^{(d)} : c = 1 \div 3, j = 1 \div N(c), k \in K(c)\}$ – выборочные распределения солёности морского ледяного покрова (c – номер группы съёмов; $N(c)$ – число съёмов в c -й группе съёмов; k – индекс глубины ледяного покрова, где измерялась его солёность); $\{t_j : 1 \leq j \leq N(c)\}$ – даты проведения съёмов в точке x_c линии вдоль вытянутой части бухты.

Начальные приближения искомых величин следуют размерностям и порядкам членов уравнений. В частности, начальное приближение для D_S принималось равным $\Delta z^2 / \Delta t S_{\max}$. Начальные приближения остальных параметров подбирались при вычислительных экспериментах. Решение задачи (8) приводит к следующим доверительным интервалам параметров:

$$\begin{aligned} D_S &= (1,588 \pm 0,260) \cdot 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}; \\ C_S &= (1,048 \pm 0,086) \cdot 10^{-2} \text{ ‰} \cdot \text{м} / \text{с} \cdot \text{°C}. \end{aligned}$$

Сопоставление выборочных распределений солёности и соответствующих им модельных распределений показывает их хорошие совпадения. Так, коэффициенты корреляции между ними имеют достаточно высокие значения: 0,946, 0,943 и 0,911.

Заключение

Предлагаемые здесь пространственно-временные модели разрабатывались на основании традиционных теоретических положений и выявленных при анализе выборочных распределений статистически значимых корреляционных связей. Для каждого типа моделей рассмотрены способы оценки параметров (эти способы основаны на методах нелинейной оценки параметров), а также способ оценки адекватности между выборочными и модельными распределениями (мерой адекватности выступает коэффициент корреляции между ними).

Построение модели динамики толщины выполнялось на основании стандартной теоретической схемы изменения толщины, согласно которой это изменение определяется разностью потоков тепла из воды ко льду и ото льда в воздух. Оценка параметров модели показала незначимость фактора пространственного изменения толщины морского ледяного покрова вдоль горизонтального направления, что обусловлено спецификой расположения бухты. Высокое значение коэффициента корреляции между выборочным и модельным распределением $r(h^{(d)}, h) = 0,921$ указывает на адекватность этой модели реальному объекту, который представлен выборкой наблюдений.

При построении модели динамики распределения температуры морского ледяного покрова учитывалось воздействие на него механизма нелинейной диффузии и длинноволновой радиации. Для температуры приводного слоя льда принимался во внимание фазовый переход лёд–вода. Оценка параметров модели показала их статистическую значимость. При сопоставлении выборочных распределений температуры и соответствующих им модельных распределений установлены достаточно хорошие их совпадения. Отметим, что коэффициенты корреляции между ними принимают высокие значения: 0,801, 0,824 и 0,768.

При построении модели распределения солёности учитывалась высокая отрицательная корреляция между температурой и солёностью $r(T_w, S_w) = -0,940$ (чем выше температура, тем больше размеры микропор и интенсивнее сток рассола). Это обусловило включение сюда воздействия температурного фактора. Сопоставление выборочных распределений солёности и соответствующих им модельных распределений показывает достаточно хорошие их совпадения. Коэффициенты корреляции между ними принимают высокие значения: 0,946, 0,943 и 0,911.

Предлагаемые здесь модели соответствуют экспериментальным наблюдениям и отражают реальный ледовый режим бухты Новик Японского моря. Для пространственно-временной динамики её льда можно не учитывать эффекты торошения льда и морских течений, что существенно ограничивает применимость предлагаемых здесь моделей. Вместе с тем они могут оказаться востребованными для учёта локальной динамики толщин, температуры и солёности морского ледяного покрова.

Литература

1. Брегман Ю.Э., Седова Л.Г., Мануйлов В.А., Петренко В.С., Ковековдова Л.Т., Борисенко Г.С., Шульгина Л.В., Симоконов М.В., Сухотская Л.Ю. Комплексное исследование среды и донной биоты бухты Новик (о. Русский, Японское море) после многолетнего антропогенного пресса // Изв. ТИНРО. 1998. Т. 124. С. 320–343.
2. Звалинский В.И., Тищенко П.П., Михайлик Т.А., Тищенко П.Я. Эвтрофикация Амурского залива // Современное экологическое состояние залива Петра Великого Японского моря. Владивосток: Издат. дом ДВФУ, 2012. С. 76–113.
3. Мельниченко Н.А., Михайлов В.И., Чижик В.И. Изучение температурной зависимости относитель-

References

1. Bregman Yu.Ye., Sedova L.G., Manuylov V.A., Petrenko V.S., Kovekovdova L.T., Borisenko G.S., Shul'gina L.V., Simokon M.V., Suhotskaya L.Yu. Comprehensive study of the environment and bottom biota of Novik Bay (Russky Island, Sea of Japan) after many years of human press. Izvestiya TINRO. 1998, 124: 320–343. [In Russian].
2. Zvalinskiy V.I., Tishchenko P.P., Mihaylik T.A., Tishchenko P.Ya. Eutrophication of the Amur Bay. *Sovremennoe ekologicheskoe sostoyanie zaliva Petra Velikogo Yaponskogo morya*. The current ecological state of the Peter The great Bay of the Japan Sea. Vladivostok: Far East Federal University, 2012: 76–113. [In Russian].
3. Mel'nichenko N.A., Mihaylov V.I., Chizhik V.I. Study of the temperature dependence of the relative content of the liquid phase in frozen seawater by the pulsed NMR

- ного содержания жидкой фазы в замороженной морской воде импульсным методом ЯМР // Океанология. 1979. Т. 19. № 5. С. 811–814.
4. Мельниченко Н.А., Стунжас П.А. О процессах замерзания морской воды по данным лабораторных измерений методом ядерного магнитного резонанса // Океанология. 2014. Т. 54. № 6. С. 1–9.
5. Мельниченко Н.А., Тювеев А.В., Лазарюк А.Ю., Савченко В.Г., Харламов П.О., Юрцев А.Ю., Марьина Е.Н. Вертикальное распределение содержания рассола, температуры и солености в припайных льдах бухты Новик (о-в Русский) залива Петра Великого // Вестн. ДВО. 2014. № 5. С. 32–38.
6. Бард И. Нелинейное оценивание параметров. М.: Статистика, 1979. 349 с.
7. Болч Б., Хуань К.Дж. Многомерные статистические методы для экономики. М.: Статистика, 1979. 317 с.
8. Новацкий В. Динамические задачи термоупругости. М.: Мир, 1970. 256 с.
9. Абузаров З.К., Кудрявая К.И., Серяков Е.И., Скриптунова Л.И. Морские прогнозы. Л.: Гидрометеоздат, 1988. 319 с.
10. Maykut G.A., Untersteiner N. Some results from a time-dependent thermodynamic model of sea ice // Journ. of Geophys. Research. 1971. V. 76. № 6. P. 1550–15757.
11. Назинцев Ю.В., Панов В.В. Фазовый состав и теплофизические характеристики морского льда. СПб.: Гидрометеоздат, 2000. 83 с.
12. Богородский В.В., Гаврило В.П. Лед. Физические свойства. Современные методы гляциологии. Л.: Гидрометеоздат, 1980. 383 с.
13. Цуриков В.Л. Жидкая фаза в морских льдах. М.: Наука, 1976. 210 с.
14. Доронин Ю.П. Взаимодействие океана и атмосферы. Л.: Гидрометеоздат, 1981. 288 с.
15. Фролов И.Е. Численная модель осенне-зимних ледовых явлений // Тр. ААНИИ. 1981. Т. 372. С. 73–81.
16. Доронин Ю.П., Хейсин Д.Е. Морской лед. Л.: Гидрометеоздат, 1975. 320 с.
17. Хиблер У.Д. Нарастание и дрейф морских льдов // Динамика масс снега и льда. Л.: Гидрометеоздат, 1985. С. 153–217.
18. Хейсин Д.Е. Динамика морских льдов. Л.: Гидрометеоздат, 1987. 272 с.
19. Андреев О.М., Иванов Б.В. Параметризация вертикального распределения солености однолетнего морского льда для задач термодинамического моделирования в Арктике // Проблемы Арктики и Антарктики. 2007. № 75. С. 99–105.
20. Клячкин С.В., Гузенко Р.Б., Май Р.И. Численная модель эволюции ледяного покрова арктических морей для оперативного прогнозирования // Лёд и Снег. 2015. Т. 55. № 3. С. 83–96.
21. Самарский А.А. Теория разностных схем. М.: Наука, 1977. 656 с.
22. Кузнецов Г.В., Шеремет М.А. Разностные методы решения задач теплопроводности Томск: Изд-во Томского политехнич. ун-та, 2007. 172 с.
- method. *Okeanologiya*. Oceanology. 1979, 19 (5): 811–814. [In Russian].
4. Mel'nichenko N.A., Stunzhas P.A. On the process of freezing sea water according to the laboratory measurements by the method of nuclear magnetic resonance. *Okeanologiya*. Oceanology. 2014, 54 (6): 1–9. [In Russian].
5. Mel'nichenko N.A., Tyuveev A.V., Lazaryuk A.Ju., Savchenko V.G., Kharlamov P.O., Yurtcev A.Yu., Marina E.N. Vertical distribution of brine, temperature and salinity in the fast ice of the Novik Bay (Russian island) Peter the Great Bay. *Vestnik DVO*. Bulletin of Far East Branch of RAS. 2014, 5: 32–38. [In Russian].
6. Bard J. *Nelineynoe ocenivanie parametrov*. Nonlinear estimation of parameters. Moscow: Statistics, 1979: 349 p. [In Russian].
7. Bolch B., Huan' K.Dzh. *Mnogomernye statisticheskie metody dlya ekonomiki* Multidimensional statistical methods for the economy. Moscow: Statistics, 1979: 317 p. [In Russian].
8. Novatskiy V. *Dinamicheskie zadachi termouprugosti*. Dynamic problems of thermoelasticity. Moscow: Mir, 1970: 256 p. [In Russian].
9. Abuzarov Z.K., Kudryavaya K.I., Seryakov E.I., Skriptunova L.I. *Morskie prognozy*. Marine forecasts. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1988: 319 p. [In Russian].
10. Maykut G.A. Untersteiner N. Some results from a time-dependent thermodynamic model of sea ice // Journ. of Geophys. Research. 1971, 76 (6): 1550–15757.
11. Nazintsev Ju.V., Panov V.V. *Fazovyy sostav i teplofizicheskie kharakteristiki morskogo l'da*. Phase composition and thermal physical characteristics of sea ice. Sankt-Petersburg: Gidrometeoizdat, 2000: 83 p. [In Russian].
12. Bogorodskiy V.V., Gavrilov V.P. *Led. Fizicheskie svoystva. Sovremennyye metody glyatsiologii*. Ice. Physical property. Modern methods of glaciology. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1980: 383 p. [In Russian].
13. Tsurikov V.L. *Zhidkaya faza v morskikh l'dakh*. The liquid phase in sea ice. Moscow: Nauka, 1976: 210 p. [In Russian].
14. Doronin Yu.P. *Vzaimodeystvie okeana i atmosfery*. The interaction of ocean and atmosphere. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1981: 288 p. [In Russian].
15. Frolov I.E. Numerical model of the autumn-winter ice phenomena. *Trudy AANII*. Proc of the AARI. 1981, 372: 73–81. [In Russian].
16. Doronin Yu.P., Heysin D.E. *Morskoy led*. Sea ice. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1975: 320 p. [In Russian].
17. Hibler U.D. The Growth and drift of sea ice. *Dinamika mass snega i l'da*. Dynamics of snow and ice. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1985: 153–217. [In Russian].
18. Heysin D.E. *Dinamika morskikh l'dov*. Dynamics of sea ice. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1987: 272 p. [In Russian].
19. Andreev O.M., Ivanov B.V. Parameterization of the vertical distribution of salinity on the annual sea ice for the tasks of modeling in the Arctic. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of Arctic and Antarctic. 2007, 75: 99–105. [In Russian].
20. Klyachkin S.V., Guzenko R.B., May R.I. Numerical model of the evolution of the ice cover of the Arctic seas for operational forecasting. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2015, 55 (3): 83–96.
21. Samarskiy A.A. *Teoriya raznostnykh skhem*. Theory of difference schemes. Moscow: Nauka, 1977: 656 p. [In Russian].
22. Kuznetsov G.V., Sheremet M.A. *Raznostnye metody resheniya zadach teploprovodnosti*. Difference methods for solving heat conduction problems. Tomsk: Publishing house of TPU, 2007: 172 p. [In Russian].

Обзоры и хроника

doi: 10.15356/2076-6734-2018-4-569-573

Полярная конференция и Гляциологический симпозиум в Сочи (сентябрь 2018 г.)

Polar Conference and Glaciological Symposium in Sochi, September 2018

24–29 сентября 2018 г. в Сочи проходила Всероссийская конференция «Междисциплинарные научные исследования в целях освоения горных и арктических территорий», объединившая ежегодно проводимую здесь Полярную конференцию и очередной Гляциологический симпозиум. Конференция была организована Институтом географии РАН и Гляциологической ассоциацией при финансовой поддержке РФФИ и ФАНО. Обсуждались основные направления гляциологии и научные исследования в полярных районах Земли. В заседаниях участвовали более 80 исследователей, выступивших с 68 устными и 15 стендовыми докладами. В настоящем обзоре представлены некоторые результаты исследований по гляциологии и геокриологии.

Полярная конференция

Современная эпоха глобального потепления отражается на общем состоянии Антарктического ледникового покрова. Анализ обширных материалов последних лет подтверждает ранние заключения о возможном росте массы льда в Восточной Антарктиде. Однако в Западной Антарктиде и на Антарктическом полуострове происходит усиленное таяние льда, нивелирующее повышенный приход массы льда в Центральной Антарктиде. В результате уменьшение массы Антарктического ледникового покрова вносит свой вклад в повышение уровня Мирового океана (**В.М. Котляков и др., Институт географии РАН**).

В условиях глобального потепления существенно возросло внимание к изменению природных сред Арктики. Этот вопрос интересует не только политиков, но и бизнес, а также коренное население и руководство регионами. Актуальны проблемы межведомственной координации, повышения эффективности использования бюд-

жетных средств и доступности первичных данных (**И.Е. Фролов, ААНИИ Росгидромета**).

Продолжаются поиски следов повышенного стояния уровня моря в плейстоцене, голоцене и в течение последних столетий на побережьях Арктики и Антарктики. Новые данные о возрасте этих событий получены с побережий архипелага Северная Земля, с островов Южного океана Кергелен и Южная Георгия. Знания колебаний уровня моря в прошлом необходимы, чтобы понять их причины и быть готовым к их проявлениям в ближайшем будущем (**Д.Ю. Большинов, ААНИИ Росгидромета**).

Исследования морфологии морского дна полярных регионов — важная компонента комплексных морских геолого-геофизических работ. На антарктических шельфах сохранились следы наступания ледников во время позднеплейстоценового гляциального максимума и их отступления в голоцене. Получена ценная информация о динамике ледникового покрова в недавнем прошлом, что развивает новое направление исследований и позволяет участвовать в приоритетных научных программах СКАР (**Г.Л. Лейченко и Е.А. Баженова, ВНИИОкеангеология МПР РФ**).

Радиолокационное зондирование даёт возможность наиболее полно и эффективно изучать процессы, происходящие на контакте ледника и подлёдной среды. Лучшим примером служит выявление подледниковых водоёмов в Антарктиде. В настоящее время озеро Восток — единственный подледниковый водоём, о котором имеется, пусть и не полная, но достоверная информация (**А.А. Суханова и др., СПбГУ**).

Для оценки влияния изменений климата на инженерные объекты Ванкорского нефтяного месторождения проведено численное моделирование характеристик тепловых полей в грунтах и несущей способности замороженных фундаментов. Прогноз выполнен на ближайшие 30 лет для трёх участков с разными мерзлотно-литологи-

ческими условиями. Увеличение мощности сезонно-талого слоя может вызвать выпучивание опор и деформацию или разрушение сооружений (**Ф.Д. Юров, МГУ имени М.В. Ломоносова**).

Причиной современных вековых колебаний климата служит новый вековой солнечный цикл. Криосфера будет реагировать на это потепление по-разному. Ледники, как более динамичная система, могут продолжить некоторую деградацию, а криолитозона, как высокоинертная система, будет реагировать на потепление слабо, что и наблюдается в настоящее время (**Н.А. Шполянская, МГУ имени М.В. Ломоносова**).

Многолетние исследования показывают, что в летние периоды в теле ледника Долк (Холмы Ларсеманн, Восточная Антарктида) формировалась подлёдная гидросеть. Для изучения её строения западный участок ледника Долк был покрыт крупномасштабной георадарной съёмкой, что позволило закартировать обводнённые внутриледниковые каналы и сопоставить их положение с особенностями ледникового рельефа (**А.А. Суханова и др., СПбУ**).

Результаты многолетнего геоэкологического мониторинга в западном секторе Российской Арктики указывают на качественное изменение криолитозоны. Развивается криолитозона с опущенной кровлей мерзлоты и мёрзлыми перелетками; аналогичная ситуация наблюдается и в субаквальной криолитозоне (**А.А. Васильев и др., Тюменский научный центр СО РАН**).

Геоэкологический и геофизический мониторинг на площадках позволил охарактеризовать состояние и динамику неустойчивой островной мерзлоты в дельте р. Печора. С помощью георадиолокации выполнено оперативное определение глубины сезонно-талого слоя, в верхних частях разреза прослежены маломощные линзы и прослои перелетков (**Г.В. Малкова и др., Институт криосферы Земли СО РАН**).

В настоящее время реликтовые континентальные многолетнемёрзлые породы сохранились в субаквальном состоянии. Установлено активное преобразование льдистых многолетнемёрзлых пород в мелководной зоне арктического шельфа. Предполагается распространение подводной мерзлоты на шельфе до глубин 100 м, но контуры её площадей, очевидно, очень сложны (**М.Н. Григорьев, Г.Т. Максимов, Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН**).

Криолитозона, наряду с шельфом, высокогорьем и сейсмоактивными районами, представляет собой область с повышенным экологическим риском ведения любых работ. Современное потепление климата в высоких широтах значительно повысило риски в строительстве и недропользовании в арктической зоне. До сих пор отсутствуют концепция и общая система изучения и освоения криолитозоны (**Д.С. Дроздов, В.А. Дубровин, Тюменский научный центр СО РАН**).

Проблема генезиса пластовых льдов связана с решением вопросов об их строении, распространении, механизмах льдовыделения и последовательности формирования элементов гетерогенных залежей в конкретных геолого-геоморфологических условиях. Подземные льды мыса Марре-Сале на Западном Ямале имеют длительную историю изучения. Интерпретацию морфологии, состава, макро-, микротекстуры и структуры льда осложняет ежегодное разрушение выходов залежей льда в обнажениях (**Е.А. Слагода, О.Л. Опокина, Институт криосферы Земли СО РАН**).

Рост глобальной приземной температуры в период инструментальных наблюдений с начала XX в. характеризовался двумя периодами потепления: в середине XX в. и в наше время. Для определения современных изменений климата часто используется реанализ, однако способность реанализа воспроизводить потепление середины XX в. нуждается в количественной оценке (**Н.В. Тумель, Л.И. Зотова, МГУ имени М.В. Ломоносова**).

Расширение хозяйственной деятельности в Российском секторе Арктики сопровождается использованием ледяного покрова в качестве элемента инфраструктуры, а самого льда как строительного материала. Современная ледотехническая практика требует поиска и внедрения новых технологий ледовых работ. Весьма перспективна разработка методов создания льда с заданными свойствами (**Н.В. Кубышкин и др., ООО «Арктик Шельф Консалтинг»**).

В ближайшие 20–30 лет потепление климата скажется на состоянии мёрзлых пород, их температуре и глубине сезонного протаивания в северо-западном секторе криолитозоны. На Крайнем востоке редкие острова сливающейся мерзлоты сохранятся в пределах торфяников. В последней трети XXI в. криолитозона на Европейском Севере



Перерыв на конференции для чаепития

сократится за счёт её современной западной окраины (*Н.В. Тумель, МГУ имени М.В. Ломоносова*).

Климатические колебания последних лет, включая экстремально тёплые 2012 и 2016 гг., привели к активизации криогенных оползней течения из-за достижения сезонным протаиванием кровли залежеобразующих пластовых и полигонально-жильных льдов. Эти процессы связаны с влиянием климатических изменений на толщу многолетнемёрзлых пород с пластовыми льдами (*А.В. Хомутов и др., Институт криосферы Земли СО РАН*).

В последнее десятилетие в Арктике активизируется ряд опасных криогенных процессов, особенно на южном пределе сплошного распространения многолетнемёрзлых пород. Вытаивают полигонально-жильные льды; климат севера Западной Сибири с 2012 г. характеризуется аномальными значениями температуры воздуха, что вызывает глубокое протаивание и активизацию криогенных процессов (*Е.М. Бабкин и др., Институт криосферы Земли СО РАН*).

Экстремальное потепление в 2012–2016 гг. увеличило глубину протаивания мёрзлых грунтов. Анализ сумм положительных и отрицательных температур воздуха, суммы атмосферных осадков тёплого периода, толщины снежного покрова, а также глубины протаивания и температуры пород даёт возможность оценить влияние климата и теплового состояния пород на образование воронок газового выброса (*Е.А. Бабкина и др., Институт криосферы Земли СО РАН*).

Основу арктических экосистем составляют криоландшафты, в основе которых лежат многолетнемёрзлые грунты. Лёд, придавая рыхлым грунтам прочность, служит термодинамически неустойчивой составляющей, реагирующей на малейшие изменения среды. Изучение криогенных систем способствует выявлению глобальных закономерностей и прогнозированию дальнейшей адаптации природных сообществ (*Д.О. Клим, САФУ*).

Поведение органического вещества многолетнемёрзлых грунтов, формирующегося в экстре-

мальных условиях, контролируется, прежде всего, его составом и возможными механизмами стабилизации. Исследованы почвы и почвоподобные тела оазисов Восточной Антарктиды и почвы, формирующиеся на молодых поверхностях в зоне нивально-гляциальных комплексов быстро отступающих ледников на архипелаге Шпицберген (*Э.П. Зазовская и др., Институт географии РАН*).

Весной 2015 г. на дрейфующей станции «Северный Полюс – 2015» в течение четырёх месяцев изучали природу высокоширотной Арктики и проводили мониторинг её состояния. Программа работ предусматривала изучение ледяного покрова и его изменчивости на фоне глобальных климатических тенденций (*И.Б. Шейкин и др., ААНИИ Росгидромета*).

И изучение некоторых характеристик льда на акватории северной части Обской губы позволило выяснить значительное ослабление ледяного покрова как по толщине, так и по прочности. Это будет способствовать расширению освоения рассматриваемой акватории российскими компаниями нефтегазового сектора (*О.М. Андреев и др., ААНИИ Росгидромета*).

На основе ледовых карт проанализировано положение кромки припая в северной части Обь-Енисейского региона в период его максимально-го развития. Установлено существенное потепление и интенсификация судоходства, что влияет на распространение припая на севере этого региона (*Р.А. Виноградов и др., ААНИИ Росгидромета*).

Разработана математическая модель нестационарного теплообмена с возможными фазовыми переходами в массиве горных пород криолитозоны как с положительными, так и с отрицательными температурами. Усовершенствована методика определения свойств, температуры и режима циркуляции промывочной среды, учитывающая особенности бурения в криолитозоне (*В.К. Чистяков, Санкт-Петербургский горный университет*).

Гляциологический симпозиум

В настоящее время оледенение архипелагов Новая Земля, Северная Земля и Земля Франца-Иосифа сокращается из-за усиления поверхностного таяния и увеличения стока льда в океан. Интенсивность динамических потерь вы-

водных ледников, достигающих моря, зависит от скорости движения льда и отступления края, скоростей откола айсбергов и таяния на фронтальных обрывах. Такие потери делают существенный вклад в общее сокращение оледенения (*А.Ф. Глазовский, Институт географии РАН*).

В 2014 г. возобновились исследования архипелага Северная Земля на новой научно-исследовательской станции «Ледовая база «Мыс Баранова» в северо-западной части о. Большевик. На ближайших к обсерватории ледниковых куполах Мушкетова и Семёнова-Тяншанского организован гляциологический полигон (*Д.Ю. Большаков и др., ААНИИ Росгидромета*).

По данным измерений толщины и площади 16 ледников на Земле Норденшельда (Шпицберген) рассчитаны их объёмы. Установленная статистическая связь между площадью ледников и их объёмом позволила вычислить объём каждого из 202 ледников Земли Норденшельда и его суммарную величину, составившую 32,89 км³ с доверительным интервалом от –51 до 49% (*И.И. Лаврентьев и др., Институт географии РАН*).

На основе обработки результатов DGPS-съёмки 2008 и 2018 г. дана оценка изменений баланса массы ледника ИГАН на Полярном Урале, который за все эти годы имел отрицательные значения. По предварительным оценкам, его величина составляла –0,42 м в.э./год (*Г.А. Носенко и др., Институт географии РАН*).

На территории континентальной России в настоящее время находятся 18 горных ледниковых систем общей площадью 3,6 тыс. км². Оледенение сокращается по сравнению с данными Каталога ледников СССР. К началу XXI в. площадь ледников Кавказа сократилась на 17%, Алтая – на 27%, Камчатки – на 11%. На севере Евразии современное потепление климата демонстрирует самые высокие темпы: с 1990-х годов на фоне некоторой приостановки роста зимней температуры наблюдается значительный рост температуры летнего сезона (*Т.Е. Хромова и др., Институт географии РАН*).

В 2017 г. выполнена стереофотограмметрическая съёмка ледников южного склона Эльбруса (Кавказ) с фототеодолитного базиса панорамной съёмочной камерой, созданной на основе широкоформатной цифровой фотокамеры с высоким разрешением. Получены количественные данные по изменению размеров оледенения Эль-

бруса и выполнена оценка точности измерений разными способами (*С.Г. Нечелюстов и др., МГУ имени М.В. Ломоносова*).

На основе данных реанализа ERA-Interim и наблюдений установлены основные тенденции изменений температурно-влажностного режима Большого Кавказа за период 1982–2014 гг. Отмечается статистически значимое потепление в летний сезон, тесно связанное с ростом температуры поверхности Чёрного и Каспийского морей и радиационного баланса. В режиме осадков статистически значимых изменений не выявлено (*П.А. Торопов и др., МГУ имени М.В. Ломоносова*).

Сокращение оледенение горного узла Таван-Богдо-Ола (Алтай) с максимума малого ледникового периода составило 43%. Меньше всего сократилось оледенение в бассейнах рек Цаган-Гол (27%) и Сангадыр (37%), где расположены наиболее крупные ледники. На орографически более низкой периферии массива, где преобладают малые ледники, относительное сокращение их площади достигало 74–79% (*Д.А. Ганюшкин и др., СПбГУ*).

С целью исследования формирования боковых морен пульсирующих ледников Западного Шпицбергена выполнены дешифрирование и анализ дистанционных материалов краевых зон 80 пульсирующих ледников. Выявлена корреляция ледниковых пульсаций с конфигурацией боковых морен и строением продольного профиля при выходе ледников за скальное обрамление горных долин (*О.В. Кокин и др., МГУ имени М.В. Ломоносова*).

Предложена новая методика оценки лавинного питания ледников, основанная на использовании методов геоинформационного картографирования и математического моделирования, позволяющая оценить вклад снежных лавин в питание ледников без проведения наземных снегомерных съёмок. На основе этой методики выполнена оценка вклада снежных лавин в питание ледника Западный Суек (Внутренний Тянь-Шань), где доля лавинного питания в среднюю по снежности зиму 2015/16 г. составила около 13% (*А.С. Турчанинова и др., МГУ имени М.В. Ломоносова*).

Проведено исследование влияния оттепелей на снежный покров и промерзание грунта в районе пос. Баренцбург (Шпицберген). Климатические изменения приводят к росту числа оттепелей, количества и интенсивности выпадения жидких осадков, изменяется динамика снегонакопления. Результаты расчётов показали, что при оттепели в первой половине зимы возможен рост глубины промерзания (*А.В. Сосновский, Н.И. Осокин, Институт географии РАН*).

Представлены результаты измерений толщины снежного покрова на площадке метеорологической обсерватории МГУ имени М.В. Ломоносова в 2017–2018 гг. с использованием методов прямых наблюдений и дистанционного зондирования. Максимальные разности высот, полученных на основе аэрофотосъёмки и наземных измерений, не превышают 15 см, а среднеквадратичное отклонение составляет порядка 6,1 см (*А.Ю. Комаров и др., МГУ имени М.В. Ломоносова*).

М.Ю. Москалевский, А.Я. Муравьев

Содержание журнала за 2018 год

Ледники и ледниковые покровы

- Банцев Д.В., Ганюшкин Д.А., Чистяков К.В., Екайкин А.А., Токарев И.В., Волков И.В. Особенности формирования ледникового стока на северном макросклоне массива Табын-Богдо-Ола по изотопным данным. С. 333–342.
- Бушуева И.С., Глазовский А.Ф., Носенко Г.А. Развитие подвижки в западной части ледникового купола Вавилова на Северной Земле в 1963–2017 гг. С. 293–306.
- Верес А.Н., Екайкин А.А., Владимирова Д.О., Козачек А.В., Липенков В.Я., Скакун А.А. Климатическая изменчивость в эпоху МИС-11 (370–440 тыс. лет назад) по данным изотопного состава (δD , $\delta^{18}O$, $\delta^{17}O$) ледяного ядра станции Восток. С. 149–158.
- Вилесов Е.Н. Изменение размеров и состояния ледников Казахстана за 60 лет (1955–2015 гг.). С. 159–170.
- Коновалов В.Г., Рудаков В.А. Гидрологический режим ледников в бассейнах рек Северного Кавказа и Алтая. С. 21–40.
- Лаврентьев И.И., Кутузов С.С., Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я., Осокин Н.И., Сосновский А.В., Чернов Р.А., Черняков Г.А. Толщина снежного покрова на леднике Восточный Грэнфьорд (Шпицберген) по данным радарных измерений и стандартных снегомерных съёмок. С. 5–20.
- Михайлов А.Ю., Ананичева М.Д. Оценка эволюции ледниковых систем Северо-Востока России по данным регулярного метеорологического архива. С. 322–332.
- Паромов В.В., Нарожный Ю.К., Шантыкова Л.Н. Оценка современной динамики и прогноз гляциологических характеристик ледника Малый Актру (Центральный Алтай). С. 171–182.
- Поповнин В.В., Сергеевская Я.Е. Об обратной связи доли лавинного питания с аккумуляцией ледника. С. 437–447.
- Резепкин А.А., Поповнин В.В. О влиянии поверхностной морены на состояние ледника Джанкуат (Центральный Кавказ) к 2025 г. С. 307–321.
- Соломина О.Н., Бушуева И.С., Полумиева П.Д., Долгова Е.А., Докукин М.Д. История ледника Донгуз-Орун по биоиндикационным, историческим, картографическим источникам и данным дистанционного зондирования. С. 448–461.
- Чернов Р.А., Муравьев А.Я. Современные изменения площади ледников западной части Земли Норденшельда (архипелаг Шпицберген). С. 462–472.

Снежный покров и снежные лавины

- Ефремов Ю.В., Зимницкий А.В., Шуляков Д.Ю., Липилин Д.А. Снежные Лагонакского нагорья (Западный Кавказ). С. 359–372.
- Комаров А.Ю., Селиверстов Ю.Г., Гребенников П.Б., Сократов С.А. Пространственно-временная неоднородность снежной толщи по данным пентометра SnowMicroPen. С. 473–485.
- Коронкевич Н.И., Георгиади А.Г., Долгов С.В., Барбанова Е.А., Кашуткина Е.А., Милукова И.П. Изменение стока снегового половодья на южном макросклоне Русской равнины в период 1930–2014 гг. С. 498–506.
- Котляков В.М., Сосновский А.В., Осокин Н.И. Оценка коэффициента теплопроводности снега по его плотности и твёрдости на Западном Шпицбергене. С. 343–352.
- Лубенец Л.Ф., Черных Д.В., Першин Д.К. Особенности пространственной дифференциации снежного покрова в низкогорных ландшафтах Русского Алтая (на примере бассейна р. Майма). С. 56–64.
- Папина Т.С., Эйрих А.Н., Малыгина Н.С., Эйрих С.С., Останин О.В., Яшина Т.В. Микроэлементный и изотопный состав снежного покрова Катунского природного биосферного заповедника (Республика Алтай). С. 41–55.
- Сосновский А.В., Осокин Н.И., Черняков Г.А. Динамика снегозапасов на равнинной территории России в лесу и в поле при климатических изменениях. С. 183–190.
- Титкова Т.Б. Изменчивость зимнего стока реки Ока в зависимости от изменения климата. С. 191–198.
- Титкова Т.Б., Черенкова Е.А., Семенов В.А. Региональные особенности изменения зимних экстремальных температур и осадков на территории России в 1970–2015 гг. С. 486–497.
- Черноус П.А., Осокин Н.И., Чернов Р.А. Пространственная изменчивость толщины снежного покрова на горном склоне (архипелаг Шпицберген). С. 353–358.

Морские, речные и озёрные льды

- Баклагин В.Н. Изменчивость ледовитости Онежского озера в период 2000–2018 гг. по спутниковым данным. С. 552–558.
- Балакин Р.А., Вилков Г.И. Исследование акустических свойств морского льда, покрытого снегом. С. 387–395.

- Богородский П.В., Грубый А.С., Кустов В.Ю., Макишас А.П., Соколова Л.А.* Рост припая и его влияние на замерзание верхнего слоя донных отложений в прибрежной зоне губы Буор-Хая (море Лаптевых). С. 213–224.
- Бордонский Г.С., Крылов С.Д., Гурулев А.А., Орлов А.О., Цыренжапов С.В.* Особенности структуры пропарины в ледяном покрове, образованной выходами газа. С. 405–416.
- Бычкова И.А., Смирнов В.Г.* Использование спутниковой информации для обнаружения айсбергов и оценки айсберговой угрозы. С. 537–551.
- Кондратьева Л.М., Андреева Д.В., Голубева Е.М.* Факторы, влияющие на процессы сульфатредукции и метилирования ртути во льдах реки Амур. С. 105–116.
- Корнишин К.А., Тарасов П.А., Ефимов Я.О., Гудошников Ю.П., Ковалев С.М., Миронов Е.У., Макаров Е.И., Нестеров А.В.* Исследования ледового режима на акватории Хатангского залива в море Лаптевых. С. 396–404.
- Махинов А.Н., Ким В.И., Матвеев Д.В.* Строе-ние и многолетняя динамика ледяного покрова в нижнем течении реки Амур. С. 117–126.
- Сабылина А.В., Ефремова Т.А.* Химический состав льда и подлёдной воды Онежского озера (на примере Петрозаводской губы). С. 417–428.
- Смахтин В.К.* Ледовый режим озёр Забайкалья в условиях современного потепления. С. 225–230.
- Тимохов Л.А., Вязигина Н.А., Миронов Е.У., Попов А.В.* Особенности сезонной и межгодовой изменчивости ледяного покрова Гренландского моря. С. 127–134.
- Четырбоцкий А.Н., Лазарюк А.Ю.* Распределение температуры и солёности морского ледяного покрова по экспериментальным и модельным данным (на примере бухты Новик Японского моря). С. 559–568.
- Яицкая Н.А., Магаева А.А.* Динамика ледового режима Азовского моря в XX–XXI вв. С. 373–386.

Подземные льды и наледи

- Алексеев С.В., Алексеева Л.П.* Геохимия льдов бугров пучения в долине р. Сенца (Окинское плоскогорье, Восточный Саян). С. 524–536.
- Васильчук Ю.К., Чижова Ю.Н., Маслаков А.А., Буданцева Н.А., Васильчук А.К.* Вариации изотопов кислорода и водорода в современной пластовой ледяной залежи в устье р. Аккани, Восточная Чукотка. С. 78–93.
- Курчатова А.Н., Рогов В.В.* Формирование геохимических аномалий при миграции углеводородов в криолитозоне Западной Сибири. С. 199–212.

Нерадовский Л.Г. Количественная оценка объёмной льдистости мёрзлых грунтов методом дипольного электромагнитного профилирования. С. 94–104.

Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Облогов Г.Е., Семенов П.Б., Ванштейн Б.Г., Ривкина Е.М. Метан в подземных льдах и мёрзлых отложениях на побережье и шельфе Карского моря. С. 65–77.

Чижова Ю.Н., Васильчук Ю.К. Изотопная индикация условий образования ледяных ядер булгунняхов (пинго). С. 507–522.

Палеогляциология

Малахова В.В., Елисеев А.В. Влияние рифтовых зон и термокарстовых озёр на формирование субаквальной мерзлоты и зоны стабильности метаногидратов шельфа моря Лаптевых в плейстоцене. С. 231–242.

Прикладные проблемы

Золотокрылин А.Н., Виноградова В.В., Соколов И.А. Воздействие потепления на дискомфортность жизнедеятельности населения Арктической зоны Российской Федерации. С. 243–254.

Экспресс-информация

Липенков В.Я., Екайкин А.А. В поисках древнейшего льда Антарктиды. С. 255–260.

Михаленко В.Н. Тропические ледники сегодня. С. 135–138.

Обзоры и хроника

Алдару Петровичу Горбунову 90 лет. С. 139–140.

Москалевский М.Ю. Конференция «Природные процессы в полярных регионах Земли в эпоху глобального потепления». С. 141–144.

Москалевский М.Ю., Муравьев А.Я. Полярная конференция и Гляциологический симпозиум в Сочи (сентябрь 2018 г.). С. 569–573.

Критика и библиография

Котляков В.М. Планета Земля — это мир снега и льда. Тайны ледяных кристаллов глазами фотографа-художника. С. 429–432.

Котляков В.М., Чернова Л.П. Аннотированная библиография русскоязычной литературы по гляциологии за 2016 год. С. 261–288.

Алфавитный указатель

- Алексеев** С.В. С. 524
Алексеева Л.П. С. 524
Ананичева М.Д. С. 322
Андреева Д.В. С. 105
Баклагин В.Н. С. 552
Балакин Р.А. С. 387
Банцев Д.В. С. 333
Барабанова Е.А. С. 498
Боргородский П.В. С. 213
Бордонский Г.С. С. 405
Буданцева Н.А. С. 78
Бушуева И.С. С. 293, 448
Бычкова И.А. С. 537
Ванштейн Б.Г. С. 65
Васильев А.А. С. 65
Васильчук А.К. С. 78
Васильчук Ю.К. С. 78, 507
Верес А.Н. С. 149
Вилесов Е.Н. С. 159
Вилков Г.И. С. 387
Виноградова В.В. С. 243
Владимирова Д.О. С. 149
Волков И.В. С. 333
Вязигина Н.А. С. 127
Ганюшкин Д.А. С. 333
Георгиади А.Г. С. 498
Глазовский А.Ф. С. 5, 293
Голубева Е.М. С. 105
Гребенников П.Б. С. 473
Грубый А.С. С. 213
Гудошников Ю.П. С. 396
Гурулев А.А. С. 405
Докукин М.Д. С. 448
Долгов С.В. С. 498
Долгова Е.А. С. 448
Екайкин А.А. С. 149, 255, 333
Елисеев А.В. С. 231
Ефимов Я.О. С. 396
Ефремов Ю.В. С. 359
Ефремова Т.А. С. 417
Зимницкий А.В. С. 359
Золотокрылин А.Н. С. 243
Кашутина Е.А. С. 498
Ким В.И. С. 117
Ковалев С.М. С. 396
Козачек А.В. С. 149
Комаров А.Ю. С. 473
Кондратьева Л.М. С. 105
Коновалов В.Г. С. 21
Корнишин К.А. С. 396
Коронкевич Н.И. С. 498
Котляков В.М. С. 261, 343, 429
Крылов С.Д. С. 405
Курчатова А.Н. С. 199
Кустов В.Ю. С. 213
Кутузов С.С. С. 5
Лаврентьев И.И. С. 5
Лазарюк А.Ю. С. 559
Липенков В.Я. С. 149, 255
Липилин Д.А. С. 359
Лубенец Л.Ф. С. 56
Магаева А.А. С. 373
Макаров Е.И. С. 396
Макштас А.П. С. 213
Малахова В.В. С. 231
Малыгина Н.С. С. 41
Маслаков А.А. С. 78
Матвеев Д.В. С. 117
Махинов А.Н. С. 117
Мачерет Ю.Я. С. 5
Милюкова И.П. С. 498
Миронов Е.У. С. 127, 396
Михайлов А.Ю. С. 322
Михаленко В.Н. С. 135
Москалевский М.Ю. С. 141, 569
Муравьев А.Я. С. 462, 569
Нарожный Ю.К. С. 171
Нерадовский Л.Г. С. 94
Нестеров А.В. С. 396
Носенко Г.А. С. 293
Облогов Г.Е. С. 65
Орлов А.О. С. 405
Осокин Н.И. С. 5, 183, 343, 353
Останин О.В. С. 41
Папина Т.С. С. 41
Паромов В.В. С. 171
Першин Д.К. С. 56
Полумиева П.Д. С. 448
Попов А.В. С. 127
Поповнин В.В. С. 307, 437
Резепкин А.А. С. 307
Ривкина Е.М. С. 65
Рогов В.В. С. 199
Рудаков В.А. С. 21
Собылина А.В. С. 417
Селиверстов Ю.Г. С. 473
Семенов В.А. С. 486
Семенов П.Б. С. 65
Сергиевская Я.Е. С. 437
Скаун А.А. С. 149
Смахтин В.К. С. 225
Смирнов В.Г. С. 537
Соколов И.А. С. 243
Соколова Л.А. С. 213
Сократов С.А. С. 473
Соломина О.Н. С. 448
Сосновский А.В. С. 5, 183, 343
Стрелецкая И.Д. С. 65
Тарасов П.А. С. 396
Тимохов Л.А. С. 127
Титкова Т.Б. С. 191, 486
Токарев И.В. С. 333
Цыренжапов С.В. С. 405
Черенкова Е.А. С. 486
Чернов Р.А. С. 5, 353, 462
Чернова Л.П. С. 261
Черноус П.А. С. 353
Черных Д.В. С. 56
Черняков Г.А. С. 5, 183
Четырбоцкий А.Н. С. 559
Чижова Ю.Н. С. 78, 507
Чистяков К.В. С. 333
Шантыкова Л.Н. С. 171
Шуляков Д.Ю. С. 359
Эйрих А.Н. С. 41
Эйрих С.С. С. 41
Яицкая Н.А. С. 373
Яшина Т.В. С. 41

Подписано в печать 20.11.2018 г. Дата выхода в свет 20.12.2018 г. Формат 60 × 88¹/₈
 Цифровая печать Усл.печ.л. 18.0 Уч.-изд.л. 18.0 Бум.л. 9.0
 Тираж 101 экз. Договорная цена Заказ 1819

Учредители: Российская академия наук, Русское географическое общество

Воспроизведено по заказу Русского географического общества
 в ООО «ИКЦ «АКАДЕМКНИГА», 109028 Москва, Подкопаевский пер., 5, мезонин 1, к. 2
 Оригинал-макет подготовлен в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки
 Институт географии Российской академии наук
 Отпечатано в типографии «Book Jet» (ИП Коняхин А.В.),
 390005, г. Рязань, ул. Пушкина, 18, тел. (4912) 466-151

ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ ЖУРНАЛА «ЛЁД И СНЕГ»

В журнале публикуются статьи по проблемам гляциологии, а также научные сообщения теоретического, методического, экспериментального и прикладного характера, тематические обзоры, критические статьи и рецензии, библиографические сводки, хроника научной жизни. В каждом номере журнала несколько статей могут быть напечатаны с цветными иллюстрациями. Тексты статей представляются на русском языке или хорошем английском. Все материалы передаются в редакцию в электронном виде в сопровождении бумажной версии текста и рисунков. Объём статей – до 20 страниц текста (через 1,5 интервала), включая таблицы и список литературы; рисунков – не более 4–6. Текст набирается в формате Word. Параметры набора: шрифт Times New Roman, кегль 12, интервал 1,5; поля: верхнее и нижнее 2 см, левое 3 см, правое 1,5 см. Страницы статьи нумеруются. Статья проходит двойное внешнее рецензирование.

Статьи оформляются следующим образом. Сначала даются: УДК; *на русском языке* – название статьи, инициалы и фамилии всех авторов; полное название организации(ций), где выполнена работа; электронный адрес автора, ответственного за связь с редакцией. Затем те же сведения даются *на английском языке*, т.е.: заглавие и авторы; полное название организации(ций), где выполнена работа; второй раз e-mail главного автора. После этого на английском языке пишутся ключевые слова (не более 10) и авторское Summary статьи на 20–25 строк (здесь же обязательно прилагается перевод Summary на русский язык). Далее продолжается информация *на русском языке*: ключевые слова (не более 10); краткая аннотация (7–10 строк). Затем начинается текст статьи.

Основной текст разбивается на рубрики. Обычно это введение, постановка проблемы, методика исследований, результаты исследований, обсуждение результатов, заключение (выводы). В конце статьи следует привести благодарности лицам, оказавшим помощь в подготовке статьи, и дать ссылку на грант, способствовавший выполнению этой работы. *Благодарности даются на русском, а затем на английском языке (Acknowledgments).*

Для статьи, представляемой *на английском языке*, требуются: УДК; *перевод на русский язык* всей информации, которая даётся перед началом статьи в журнале. Кроме того, в конце статьи необходимо поместить расширенный реферат на русском языке (1–1,5 стр.). Должны быть также переведены на русский язык подписи к рисункам.

Ссылки на литературу нумеруются *последовательно, в соответствии с порядком их первого упоминания в тексте*. В списке литературы под заголовком «Литература» указываются только опубликованные работы, на которые есть ссылки в тексте. Ссылки по тексту даются в квадратных скобках. Список литературы должен быть точно выверен авторами по правилам журнала, см. сайт <http://ice-snow.igras.ru>.

Затем следуют подрисуночные подписи на русском и английском языках. Далее помещаются таблицы. В тексте даются ссылки на все таблицы. Таблицы и графы в них должны иметь заголовки, сокращения слов в таблицах не допускаются. Таблицы, как и текст, набираются в формате Word.

Математические обозначения, символы и простые формулы набираются основным шрифтом статьи, а сложные формулы – в MathType. *Нумеруются только те формулы, на которые есть ссылки по тексту*. Русские и греческие буквы в формулах и тексте, а также химические элементы набираются прямым шрифтом, латинские буквы – курсивом. Аббревиатуры в тексте, кроме общепринятых, не допускаются.

Рисунки и фотографии помещаются в отдельных файлах: для растровых изображений в формате JPEG/TIFF/PSD, для цветных – в формате, совместимом с CorelDraw или Adobe Illustrator (не допускаются рисунки в формате Word или Excel). Публикация цветных иллюстраций ограничена. Рисунки должны быть вычерчены электронным образом и не перегружены лишней информацией. Если рисунки требуют электронного объёма более 800–1000 КБ, например фотографии или карты, то их следует продублировать, максимально уменьшив (менее 200 КБ), и дать в JPEG (для пересылки электронной почтой рецензентам, в редакции работают с оригиналами большего объёма). Все словесные надписи на рисунках даются только на русском языке; все условные знаки обозначаются цифрами (курсивом) с расшифровкой в подрисуночных подписях. В тексте должны быть даны ссылки на все рисунки.

В конце статьи прилагается второй список литературы (**References**) на латинице для размещения его в журнале параллельно со списком литературы на русском языке. Оформление такого списка см. <http://ice-snow.igras.ru>.

Далее следует сообщить фамилию, имя и отчество автора, ответственного за связь с редакцией, а также номер его контактного телефона и краткие служебные данные. Статьи, не соответствующие указанным требованиям, рассматриваться не будут. При работе над рукописью редакция вправе её сократить. Автор, подписывая статью и направляя её в редакцию, тем самым передаёт авторские права на издание этой статьи журналу «Лёд и Снег».

При подготовке статьи для публикации в журнале авторы должны обязательно ознакомиться с более подробными правилами оформления статей на сайте журнала «Лёд и Снег» <http://ice-snow.igras.ru>

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

СОДЕРЖАНИЕ

Ледники и ледниковые покровы

- В.В. Поповнин, Я.Е. Сергиевская.** Об обратной связи доли лавинного питания с аккумуляцией ледника. 437
- О.Н. Соломина, И.С. Бушуева, П.Д. Полумиева, Е.А. Долгова, М.Д. Докукин.** История ледника Донгуз-Орун по биоиндикационным, историческим, картографическим источникам и данным дистанционного зондирования. 448
- Р.А. Чернов, А.Я. Муравьев.** Современные изменения площади ледников западной части Земли Норденшельда (архипелаг Шпицберген). 462

Снежный покров и снежные лавины

- А.Ю. Комаров, Ю.Г. Селиверстов, П.Б. Гребенников, С.А. Сократов.** Пространственно-временная неоднородность снежной толщи по данным пенетрометра SnowMicroPen. 473
- Т.Б. Титкова, Е.А. Черенкова, В.А. Семенов.** Региональные особенности изменения зимних экстремальных температур и осадков на территории России в 1970–2015 гг. 486
- Н.И. Коронкевич, А.Г. Георгиади, С.В. Долгов, Е.А. Барабанова, Е.А. Кашутина, И.П. Милюкова.** Изменение стока снегового половодья на южном макросклоне Русской равнины в период 1930–2014 гг. 498

Подземные льды и наледи

- Ю.Н. Чижова, Ю.К. Васильчук.** Изотопная индикация условий образования ледяных ядер булгунняхов (пинго). 507
- С.В. Алексеев, Л.П. Алексеева.** Геохимия льдов бугров пучения в долине р. Сенца (Окинское плоскогорье, Восточный Саян). 524

Морские, речные и озёрные льды

- И.А. Бычкова, В.Г. Смирнов.** Использование спутниковой информации для обнаружения айсбергов и оценки айсберговой угрозы. 537
- В.Н. Баклагин.** Изменчивость ледовитости Онежского озера в период 2000–2018 гг. по спутниковым данным. 552
- А.Н. Четырбоцкий, А.Ю. Лазарюк.** Распределение температуры и солёности морского ледяного покрова по экспериментальным и модельным данным (на примере бухты Новик Японского моря). 559

Обзоры и хроника

- М.Ю. Москалевский, А.Я. Муравьев.** Полярная конференция и Гляциологический симпозиум в Сочи (сентябрь 2018 г.). 569
- Содержание журнала за 2018 год. 574