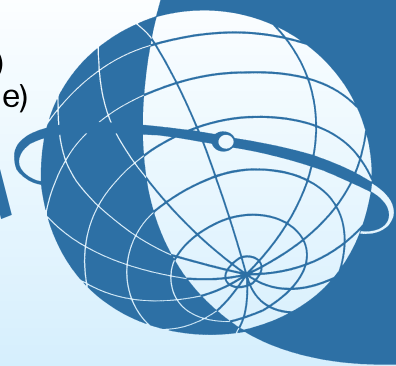


ISSN 2076-6734 (Print)
ISSN 2412-3765 (Online)



Лёд и Снег Ice and Snow



ТОМ **60**
№ **4**, 2020

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 П.Я. Гройсман (США), д-р физ.-мат. наук С.С. Зилитинкевич,
д-р геогр. наук В.Г. Коновалов, д-р геогр. наук Н.И. Коронкевич,
канд. геогр. наук С.С. Кутузов, канд. геогр. наук В.Я. Липенков,
д-р геогр. наук Ю.Я. Мачерет, канд. геогр. наук А.А. Медведев,
д-р геогр. наук В.Н. Михаленко, д-р Ф. Наварро (Испания),
канд. геогр. наук Н.И. Осокин, д-р геогр. наук А.В. Панин,
канд. геогр. наук В.В. Попова, д-р Д. Райно (Франция),
д-р физ.-мат. наук А.Н. Саламатин,
акад. НАН Республики Казахстан И.В. Северский,
чл.-корр. РАН В.А. Семенов, канд. геогр. наук С.А. Сократов,
чл.-корр. РАН О.Н. Соломина (зам. главного редактора),
д-р геогр. наук А.В. Сосновский, 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),
P.Ya. Groisman (USA), T.E. Khromova, V.G. Konovalov,
N.I. Koronkevich, S.S. Kutuzov, V.Ya. Lipenkov, Yu.Ya. Macheret,
A.A. Medvedev, V.N. Mikhalenko, 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),
A.V. Sosnovsky, 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: Фронт ледника Гулия в Западном Куньлуне.
Фото В. Н. Михаленко, 15 октября 2015 г.

Photo on the cover: Ice front of the Guliya Ice Cap, Western Kunlun.
Photo by V.N. Mikhalenko, 15 October, 2015

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
INSTITUTE OF GEOGRAPHY

РУССКОЕ
ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО



RUSSIAN
GEOGRAPHICAL SOCIETY

Лёд и Снег

Том 60, № 4, 2020

Ice and Snow

Contents

Glaciers and Ice Sheets

- S.A. Tyufin, O.V. Nagornov, G.A. Chernyakov, V.N. Mikhaleiko, P.A. Toropov, S.S. Kutuzov.* Reconstruction of the temperature in the active layer of the glacier on the Western plateau of Elbrus for 1930–2008 485
- A.Ya. Muraviev.* Degradation of glaciers in the northern part of the Middle Range on Kamchatka Peninsula along the period from 1950 over 2016–2017 498

Snow Cover and Avalanches

- V.N. Makarov.* Negative anomalies of the redox (reduction-oxidation) potential in the snow cover of residential areas (Yakutsk as an example) 513
- A.D. Oleinikov, N.A. Volodicheva.* Winters of avalanche maximum in the Greater Caucasus for the period of instrumental observations (1968–2016) 521

Ground Ice and Icings

- V.V. Malakhova, A.V. Eliseev.* Salt diffusion effect on the submarine permafrost state and distribution as well as on the stability zone of methane hydrates on the Laptev Sea shelf 533

Sea, River and Lake Ice

- O.M. Andreev.* Accounting of the internal structure of the ice hummock keel in thermodynamic calculations of the evolution of the consolidated layer 547
- P.V. Bogorodskiy, V.A. Borodkin, V.Yu. Kustov, A.A. Sumkina.* Air convection in snow cover of sea ice 557
- L.N. Dymant, S.M. Losev.* Spatial differences in the distribution of leads in the ice cover in the Atlantic sector of the Arctic basin 567
- S.V. Maznev, S.A. Ogorodov.* Impact of ice formations on the shore and bottom areas of shallow seas and large lakes of middle and subarctic latitudes 578
- A.V. Sabylina, T.A. Efremova, O.I. Ikko.* Chemical composition of the hydro-cryogenic system of lakes Munozero and Urozero (Republic of Karelia, Russia) 592

Palaeoglaciology

- N.A. Budantseva, Yu.K. Vasil'chuk.* Reconstruction of average January temperatures during the early Holocene in the North-East of the Bolshezemelskaya tundra 601

Applied Problems

- G.V. Pryakhina, A.A. Chetverova, S.D. Grigorieva, A.S. Boronina, S.V. Popov.* Breakthrough of Lake Progress (East Antarctica): a phenomenological model and approaches to assessing the characteristics of a flash flood 613
- V.P. Epifanov, K.E. Sazonov.* Wave structures in the ice field and influence of them on the strength of salt ice 623
- Contents of four issues of the Journal for 2020 637

Содержание

Ледники и ледниковые покровы

- С.А. Тюфлин, О.В. Нагорнов, Г.А. Черняков, В.Н. Михаленко, П.А. Торопов, С.С. Кутузов.* Реконструкция температуры деятельного слоя ледника на Западном плато Эльбруса за 1930–2008 гг. 485
- А.Я. Муравьев.* Сокращение ледников северной части Срединного хребта на Камчатке в период с 1950 по 2016–2017 гг. 498

Снежный покров и снежные лавины

- В.Н. Макаров.* Отрицательные аномалии редокс-потенциала в снежном покрове селитебных зон (на примере г. Якутск) 513
- А.Д. Олейников, Н.А. Володичева.* Зимы лавинного максимума на Большом Кавказе за период инструментальных наблюдений (1968–2016 гг.). 521

Подземные льды и наледи

- В.В. Малахова, А.В. Елисеев.* Влияние диффузии солей на состояние и распространение многолетнемёрзлых пород и зоны стабильности метан-гидратов шельфа моря Лаптевых. 533

Морские, речные и озёрные льды

- О.М. Андреев.* Учёт внутренней структуры кия тороса при термодинамических расчётах эволюции консолидированного слоя 547
- П.В. Богородский, В.А. Бородкин, В.Ю. Кустов, А.А. Сумкина.* Конвекция воздуха в снежном покрове морского льда. 557
- Л.Н. Дымент, С.М. Лосев.* Пространственные различия плотности разрывов в ледяном покрове приатлантической части Арктического бассейна. 567
- С.В. Мазнев, С.А. Огородов.* Воздействие ледяных образований на берега и дно мелководных морей и крупных озёр умеренных и субарктических широт 578
- А.В. Сабылина, Т.А. Ефремова, О.И. Икко.* Химический состав гидрокриогенной системы озёр Мунозеро и Урозера (Республика Карелия, Россия). 592

Палеогляциология

- Н.А. Буданцева, Ю.К. Васильчук.* Реконструкция средних температур января в раннем голоцене на северо-востоке Большеземельской тундры. 601

Прикладные проблемы

- Г.В. Пряхина, А.А. Четверова, С.Д. Григорьева, А.С. Боронина, С.В. Попов.* Прорыв озера Прогресс (Восточная Антарктида): подходы к оценке характеристик прорывного паводка 613
- В.П. Епифанов, К.Е. Сазонов.* Волновые структуры в ледяном поле и их влияние на прочность солёного льда 623
- Содержание журнала за 2020 год 637

Новая книга об оледенении Эльбруса



В издательстве «Нестор—История» опубликована монография «Ледники и климат Эльбруса», подготовленная большим коллективом авторов из Института географии РАН, Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова, Арктического и Антарктического научно-исследовательского института, Научно-исследовательского ядерного университета (МИФИ), Института физики атмосферы им. А.М. Обухова, Института физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, Ботанического института им. В.Л. Комарова РАН, Института наук о Земле (Гренобль, Франция) и Корейского Университета в Сеуле (Корея). В этой работе представлены все результаты исследований в ледниковой зоне Эльбруса, которые были проведены после окончания Международного геофизического года. В написании монографии участвовали специалисты разного профиля. Каждая глава имеет своих авторов и представляет собой законченное исследование. Монография состоит из трёх частей, которые, в свою очередь, разделены на отдельные главы.

Первая часть посвящена результатам исследования климата района Эльбруса. Её авторы — П.А. Торопов, М.А. Алёшина, А.А. Полюхов и А.А. Шестакова. Во второй части представле-

ны итоги работ по изучению современного состояния ледников Эльбруса, их баланса массы; приведена оценка вероятности возникновения приледниковых озёр при дальнейшем сокращении ледников. Её авторы — С.С. Кутузов, И.И. Лаврентьев, Г.А. Носенко, О.В. Рототаяева и А.М. Смирнов. Третья часть посвящена результатам исследования ледниковых кернов, полученным в разные годы на Западном плато и на Восточной вершине. Авторы этого раздела — А.В. Козачек, С.С. Кутузов, М. Легран, С. Лим, В.М. Михаленко, С. Проинкерт, А.Г. Хайредина. Глава, посвящённая температурному режиму ледников и реконструкции температуры, написана В.Н. Михаленко, Г.А. Черняковым, С.А. Тюфлиным и О.В. Нагорновым. Заключительный раздел посвящён изучению фумарольного поля, лежащего близ Восточной вершины. В его написании участвовали В.Н. Михаленко, А.А. Абрамов, Л.В. Гагарина, Г.Я. Дорошина, С.С. Кутузов, И.И. Лаврентьев и А.Д. Потемкин.

В результате исследований последних лет на Эльбрусе получены принципиально новые результаты в области изучения метеорологического режима, баланса массы ледников, изменчивости климата и природной среды по данным ледовых кернов. С использованием данных космических съёмок, наземных и воздушных радиолокационных измерений оценено изменение площади, толщины и объёма ледников. Многолетние исследования баланса массы ледника Гарабаши показали, что в настоящее время происходит самое быстрое сокращение оледенения за последние 130 лет, что отражает значительное повышение летней температуры воздуха ($0,5—0,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ за 30 лет) при почти неизменном количестве осадков и увеличении приходящей коротковолновой солнечной радиации с 1980-х годов. Важные результаты получены при изучении кернов льда с Западного плато Эльбруса. Они содержат данные об изменчивости изотопного состава ледникового льда, основных ионах химических соединений, о содержании несгоревшего углерода и нерастворимых примесей. Радиоуглеродная датировка придонных слоёв льда показала, что максимальный возраст ледниковой толщи может достигать 2 тыс. лет. На основе анализа температурного профиля, измеренного в леднике, выполнена реконструкция температуры деятельного слоя. Приводятся результаты исследований на Восточной вершине Эльбруса, где измерены температуры воздуха и поверхности и обнаружены несколько видов мхов и печеночников.

Книгу можно получить по адресу: 117312 Москва, ул. Вавилова, д. 37, Институт географии РАН.

Ледники и ледниковые покровы

УДК 550.361:551.583

doi: 10.31857/S2076673420040054

Реконструкция температуры деятельного слоя ледника на Западном плато Эльбруса за 1930–2008 гг.

© 2020 г. С.А. Тюфлин¹, О.В. Нагорнов¹, Г.А. Черняков^{2*}, В.Н. Михаленко²,
П.А. Торопов^{2,3}, С.С. Кутузов²

¹Национальный исследовательский ядерный университет «МИФИ», Москва, Россия; ²Институт географии РАН, Москва, Россия; ³Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

*glchern@igras.ru

Reconstruction of the temperature in the active layer of the glacier on the Western plateau of Elbrus for 1930–2008

S.A. Tyufin¹, O.V. Nagornov¹, G.A. Chernyakov^{2*}, V.N. Mikhlenko², P.A. Toropov^{2,3}, S.S. Kutuzov²

¹National Research Nuclear University «MEPhI», Moscow, Russia; ²Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia;

³Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

*glchern@igras.ru

Received February 5, 2020 / Revised June 7, 2020 / Accepted September 9, 2020

Keywords: borehole thermometry, Caucasus, Elbrus, inverse problem, mountain glaciers, temperature reconstruction, Tikhonov regularization.

Summary

The reconstruction of changes in the temperature of the base of the active layer (at a depth of 10 m) of the glacier on the Western plateau of Elbrus for the period 1930–2008 was performed. The temperature dynamics at this depth generally corresponds to the average annual changes in the air temperature at the height of the plateau (5100 m), since seasonal temperature fluctuations take place in the active layer. The initial data for the mathematical model are: 1) the temperature measurements in a borehole with a depth of 181.8 m, drilled on the plateau (2009); 2) vertical profile of the density of the firn/ice thickness; 3) vertical profile of the advection rate (ice speed), recently obtained from the analysis of the ice core (2015). Temperature changes are reconstructed by solving an incorrect inverse problem for the 1D heat equation with coefficients depending on the depth. The following conditions are added to the heat conduction equation: 1) the initial one that is calculated stationary temperature profile related to the beginning of the reconstruction period; 2) the boundary condition at the glacier bed – calculated permanent geothermal heat flux; 3) the condition of redefinition, i.e. distribution of the temperature measured in the borehole at the end of the reconstruction period. Solving the inverse problem, we obtain a previously unknown boundary condition on the surface which is the temperature of the active layer base as a function of time. The depth is reckoned from the base of the active layer. The method used for solving the inverse problem is the Tikhonov regularization, implemented numerically as an iterative procedure. The boundary condition on the surface (the restored function of the temperature changes) was found as a finite sum of harmonics with indeterminate coefficients. To improve the accuracy of the reconstruction, we used harmonic frequencies obtained from another indirect climate indicator – the tree-ring chronology for the Central Caucasus. Wavelet analysis was used to extract characteristic frequencies from the dendrochronological data. Our reconstruction determined the temperature changes within range from –17.7 to –15.3 °C for the investigated period. The reconstruction data were compared with independent polynomial smoothed temperature series from the studied region: with ENCEP/ENCAR reanalysis (significant correlation coefficient 0.76), as well as with temperature measurements at the Terskol (0.53) and Teberda weather stations. The reconstruction clearly reflects the main climate trends of the twentieth century: a warmer period in the 1940s, a colder period in the 1960s and 1980s, and extreme warming around 2000.

Citation: Tyufin S.A., Nagornov O.V., Chernyakov G.A., Mikhlenko V.N., Toropov P.A., Kutuzov S.S. Reconstruction of the temperature in the active layer of the glacier on the Western plateau of Elbrus for 1930–2008. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2020. 60 (4): 485–497. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673420040054.

Поступила 5 февраля 2020 г. / После доработки 7 июня 2020 г. / Принята к печати 9 сентября 2020 г.

Ключевые слова: горные ледники, Кавказ, обратная задача, регуляризация Тихонова, реконструкция температуры, скважинная термометрия, Эльбрус.

На основе результатов измерения температуры в скважине глубиной 181,8 м, пробуренной в толще льда, материалов анализа ледникового керна и древесно-кольцевой хронологии выяснено, что температура основания деятельного слоя ледника (примерно 10 м ниже поверхности, где затухают межсезонные колебания температуры) за исследуемый период менялась в диапазоне от $-17,7$ до $-15,3$ °C, и это полностью соответствует изменению температуры воздуха в средней тропосфере в районе Эльбруса, оценённой по данным реанализа.

Введение

Понимание механизмов климатических колебаний на временном отрезке от нескольких десятилетий до нескольких столетий — одна из ключевых проблем современной климатологии ввиду многофакторности и неоднозначности генезиса соответствующих изменений, а также нелинейности обратных связей в климатической системе, которая ярче всего проявляется именно на этих временных масштабах. Решение данной проблемы необходимо для физического обоснования как современных, так и прогнозируемых изменений климата.

Другая важная проблема — изучение региональных проявлений глобальных изменений климата в голоцене. Очевидно, что использование материалов метеонаблюдений ограничено сравнительно коротким периодом измерений, который для большинства метеостанций Земли не превышает 100 лет. Поэтому в качестве дополнительных способов извлечения полезной климатической информации (прежде всего, температуры и осадков) используют палеогеографические методы. Так, имеющиеся для высокогорья Кавказа реконструкции температуры воздуха основаны, прежде всего, на дендрохронологических данных [1] и результатах лимнологических исследований [2]. В первом случае можно восстановить только летние температуры; во втором, из-за невысокой скорости осадконакопления в озёрах, временное разрешение получаемых данных остаётся крайне низким.

В настоящем исследовании рассматривается независимая история температуры поверхности высокогорного ледника в массиве Эльбруса, полученная с помощью геотермического метода. Для реконструкции изменений температуры земной поверхности на основе геотермического метода используются результаты измерений температуры как в ледниковых скважинах [3, 4], так и в скважинах, пробуренных в толще горных пород [5]. Наряду с локальными температурными

реконструкциями, где применяют данные одной или нескольких скважин, предпринимались попытки восстановления температурного режима крупных регионов земного шара на основе измерений в десятках или сотнях скважин [6, 7]. В ряде работ геотермический метод интегрируется с температурными реконструкциями, основанными на косвенных свидетельствах, что позволяет повысить временное разрешение получаемых реконструкций. Реконструкция, выполненная по 616 скважинам в совокупности с метеонаблюдениями и косвенными данными, позволила получить сводную температурную хронологию для Северного полушария за последние 500 лет [8]. Дендрохронологические данные дали возможность реконструировать температуру на о. Кунашир за последние 400 лет [9].

В задаче восстановления долговременных изменений температуры поверхности ледника по эмпирическому профилю температуры в скважине под температурой поверхности подразумевается температура на глубине основания деятельного слоя (около 10–15 м). Динамика температуры на этой глубине, как правило, хорошо отражает длительные изменения среднегодовых температур воздуха у поверхности ледника, а также самой поверхности, поскольку деятельный слой поглощает сезонные колебания температуры окружающей среды. Чем глубже скважина, тем более длительные реконструкции прошедших температурных изменений можно выполнить. Рассматриваемая в данном исследовании скважина глубиной около 182 м позволяет выполнить реконструкцию в пределах столетнего промежутка времени.

При восстановлении колебаний температуры поверхности ледника в прошлом по результатам измерений в скважине решается задача определения краевого условия для уравнения теплопроводности с учётом вертикальной адвекции годовых слоёв в леднике (массопереноса, сопровождающегося уплотнением снежно-фирновой толщи). Данная задача относится к классу

некорректных обратных задач математической физики [10]. Подобные задачи восстановления граничного температурного режима решались методами контроля [11], Монте-Карло [12], регуляризации Тихонова [13] и др. В настоящей работе используется метод регуляризации Тихонова, позволяющий находить решение обратной задачи, которое устойчиво по отношению к малым возмущениям входных данных [10].

Предыдущая реконструкция температуры поверхности ледника на Западном ледниковом плато Эльбруса на протяжении XX в. была основана на измерениях в скважине глубиной 182 м [14]. В настоящей работе использованы новые данные о процессах массопереноса в фирново-ледяной толще на плато, полученные в результате анализа керна льда [15], что позволяет провести более достоверную реконструкцию температуры поверхности ледника. Кроме того, для повышения точности реконструкции при построении граничного условия для уравнения теплопроводности мы применяли дендрохронологические данные по Центральному Кавказу [16]. Полученные результаты сравнивали с материалами высокогорных метеорологических станций в регионе, а также с данными реанализа.

Материалы и методы

Данные измерения температуры в скважине и результаты обработки керна льда. В августе–сентябре 2009 г. на Западном ледовом плато Эльбруса, представляющем собой субгоризонтальный участок площадью около $0,5 \text{ км}^2$ в области питания ледников Большой Азау и Кюкюртлю, в точке с координатами $43^\circ 20' 53,9''$ с.ш. и $42^\circ 25' 36,0''$ в.д., на высоте 5115 м была пробурена скважина, достигшая ложа ледника на глубине 181,8 м [15]. Район исследований и местоположения источников используемых данных приведены на рис. 1. После завершения бурения в скважине была измерена температура толщи снега, фирна и льда [14, 15]. Перед началом измерений тампонированная скважина выстаивалась в течение двух суток. Измерения проводили сверху вниз при помощи дважды тарированного термистора. Сравнение тарировки до начала работ и после их окончания показало устойчивость характеристик измерительного элемента. Точность измерения температур составляла $0,1^\circ \text{C}$. На каждом уровне термистор выстаивался до полной стабилизации измеряемого электрического сопротивления в течение 15–20 минут. Результаты измерений представлены на рис. 2.

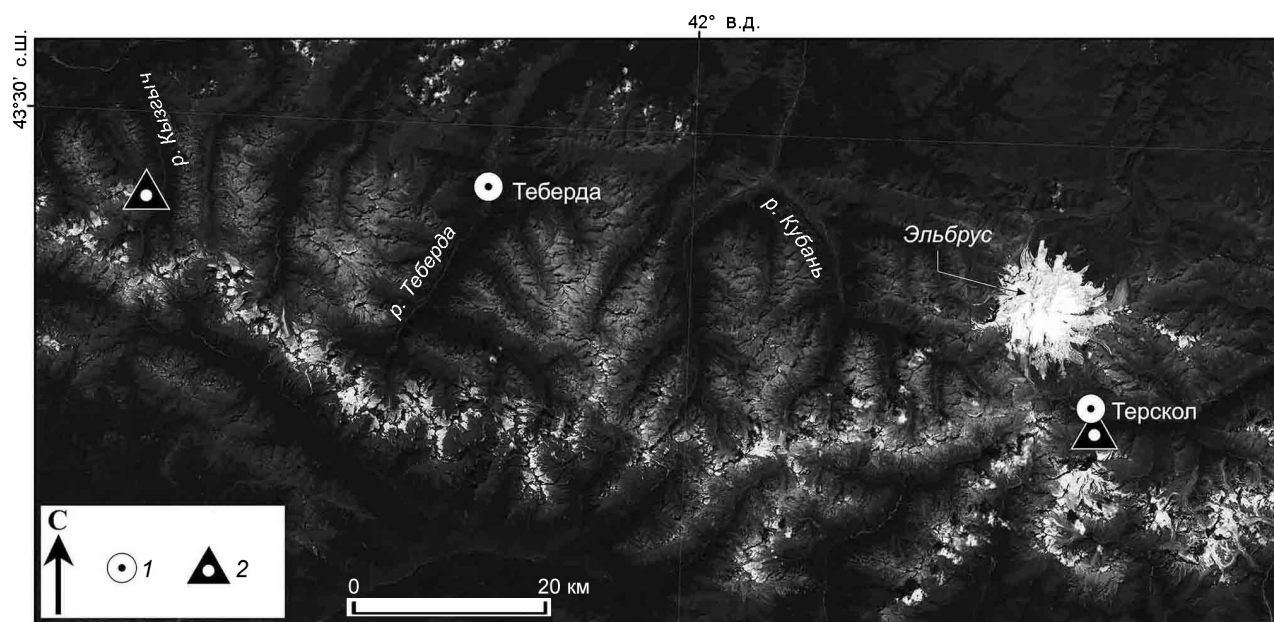


Рис. 1. Район проведения исследований на Центральном Кавказе.

1 – метеорологические станции; 2 – точки отбора дендрохронологического материала; Западное плато в массиве Эльбруса показано стрелкой

Fig. 1. Research area in the Central Caucasus.

1 – meteorological stations; 2 – dendrochronological sampling sites; Western Elbrus Plateau is shown by arrow

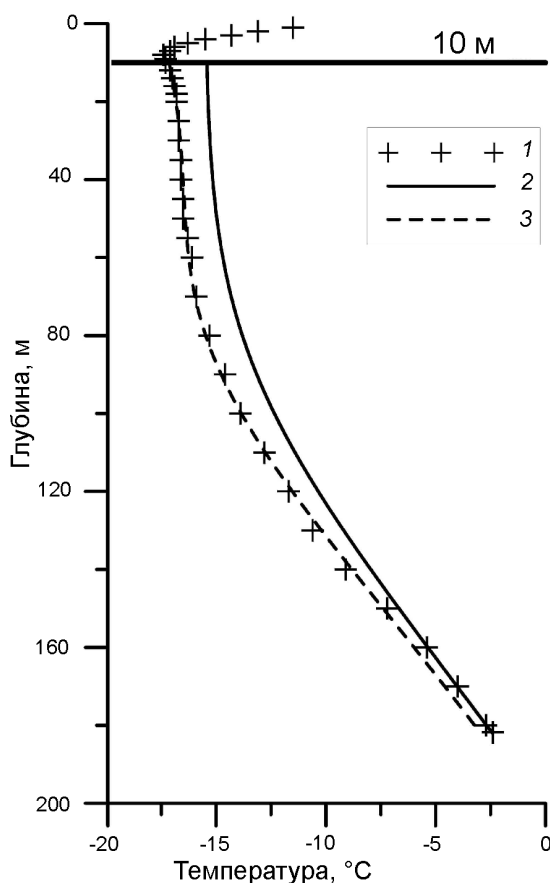


Рис. 2. Профили температуры в скважине: 1 – измеренный; 2 – стационарный; 3 – вычисленный на основе восстановленной температуры

Fig. 2. Temperature profiles in the borehole: 1 – measured; 2 – stationary; 3 – calculated based on the recovered temperature

Ледниковый керн анализировался на содержание стабильных изотопов кислорода и водорода, основных ионов химических соединений и концентрацию микрочастиц [15]. На основании отчетливых сезонных вариаций ионов аммония и янтарной кислоты в керне льда определяли границы годовых горизонтов. Датирование фирново-ледяной толщи выполнено путём прямого подсчёта годовых горизонтов до глубины 156 м с точностью до одного года. Данная датировка хорошо согласуется с измеренным пиком концентрации трития (1963 г.) и наличием хорошо датированных вулканических горизонтов в керне (1912 и 1835 гг.) [15].

Метод реконструкции температуры поверхности ледника. Распределение температуры в ледниках определяется двумя основными факторами: геотермическим потоком у ложа ледника и изменениями теплового баланса на его поверхности. Про-

цесс распространения тепла в пределах ледниковой скважины можно описать с помощью одномерного уравнения теплопроводности и с учётом адвекции годовых слоёв в леднике [11]. Направим координатную ось z вдоль скважины от поверхности ледника к его основанию, а начало координат совместим с поверхностью ледника. Геотермический поток и профиль скорости адвекции будем считать стационарными. Тогда распределение температуры $T(z, t)$ в толще ледника на отрезке времени $[0, t_f]$, где t_f – продолжительность периода реконструкции, получаем в результате решения следующей задачи:

$$\begin{aligned} \rho(z)c(z)\frac{\partial T}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial z}\left(k(z)\frac{\partial T}{\partial z}\right) - \rho(z)c(z)w(z)\frac{\partial T}{\partial z}, \\ 0 < z < H, 0 < t \leq t_f; \\ T(0, t) &= U_0 + \mu(t), 0 \leq t \leq t_f; \\ \frac{\partial T}{\partial z}(H, t) &= -\frac{q}{k(H)}, 0 \leq t \leq t_f; \\ T(z, 0) &= U(z), 0 \leq z \leq H, \end{aligned} \quad (1)$$

где H – глубина скважины; $\rho(z)$ – плотность фирново-ледяной толщи; $c(z)$ – удельная теплоёмкость; $k(z)$ – коэффициент теплопроводности; $w(z)$ – скорость вертикальной адвекции; U_0 – начальная температура на поверхности ледника; $\mu(t)$ – отклонение температуры на поверхности от начального значения – $\mu(0) = 0$; q – геотермический поток; $U(z)$ – начальный профиль температуры.

В качестве начального профиля температуры $U(z)$ возьмём стационарный профиль, т.е. решение следующей краевой задачи:

$$\begin{aligned} \frac{d}{dz}\left(k(z)\frac{dU}{dz}\right) - \rho(z)c(z)w(z)\frac{dU}{dz} &= 0, 0 < z < H; \\ U(0) &= U_0, \quad \frac{dU}{dz}(H) = -\frac{q}{k(H)}. \end{aligned} \quad (2)$$

Прямую задачу (1) запишем в операторном виде: $T(z, t_f) = R\{\mu(t)\}$, где R – оператор, отображающий множество F возможных граничных условий $\mu(t)$ на множество G соответствующих профилей температуры в скважине в конечный момент времени t_f . Если обозначить измеренный температурный профиль через $\chi(z)$, то обратная задача состоит в поиске функции $\mu(t)$, для которой $\chi(z) = R\{\mu(t)\}$. Данное операторное уравнение в общем случае не имеет точного решения при заданной функции $\chi(z)$. Это связано с тем, что измеренный температурный профиль $\chi(z)$ содержит возмущения температуры, которые могут приводить к тому, что

$\chi(z) \notin G$, где $G = R\{F\}$ — образ оператора R , действующего на множестве F . Таким образом, обратная задача восстановления динамики температуры на поверхности ледника по температурному профилю, измеренному в скважине, представляет собой некорректно поставленную задачу [17].

Если известен стационарный профиль температуры $U(z)$, то решение прямой задачи (1) сводится к поиску остаточного температурного профиля $V(z, t) = T(z, t) - U(z)$ на основе следующей начально-краевой задачи:

$$\begin{aligned} \rho(z)c(z)\frac{\partial V}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial z}\left(k(z)\frac{\partial V}{\partial z}\right) - \rho(z)c(z)w(z)\frac{\partial V}{\partial z}, \\ 0 < z < H, 0 < t \leq t_j; \\ V(0, t) &= \mu(t), 0 \leq t \leq t_j; \\ \frac{\partial V}{\partial z}(H, t) &= 0, 0 \leq t \leq t_j; \\ V(z, 0) &= 0, 0 \leq z \leq H. \end{aligned} \quad (3)$$

Обратную задачу реконструкции температурных изменений $\mu(t)$ также можно сформулировать в терминах остаточного температурного профиля $\theta(z) = \chi(z) - U(z)$ в момент t_j измерений в скважине. Математическая постановка обратной задачи включает в себя уравнения (3), дополненные условием переопределения:

$$V(z, t_j) = \theta(z), 0 \leq z \leq H. \quad (4)$$

Для решения обратной задачи (3) и (4) воспользуемся методом регуляризации Тихонова [13], который заключается в нахождении функции $\mu(t)$, минимизирующей стабилизирующий функционал, состоящий из двух слагаемых — невязки и стабилизатора [10]:

$$\Psi[\mu(t)] = \frac{1}{2} \int_0^H \left(\tilde{R}\{\mu(t)\} - \theta(z) \right)^2 dz + \alpha \Omega[\mu(t)], \quad (5)$$

где $\tilde{R}$ — оператор, соответствующий задаче (3), т.е. $V(z, t_j) = \tilde{R}\{\mu(t)\}$; α — параметр регуляризации, согласованный с точностью входных данных; функционал Ω называется стабилизирующим, или стабилизатором:

$$\Omega[\mu(t)] = \int_0^{t_j} \sum_{j=0}^r q_j \left(\frac{d^j \mu}{dt^j} \right)^2 dt, \quad (6)$$

где r — порядок стабилизатора; $q_j \geq 0$, $q_r > 0$ — коэффициенты стабилизатора.

Минимизация невязки позволяет находить такой температурный режим на границе ледника,

когда соответствующее ему вычисленное распределение температуры в толще ледника в конечный момент времени близко к измеренному температурному профилю. Вместе с тем погрешность измерений в скважине может приводить к тому, что найденное по одной лишь невязке решение обратной задачи будет сильно отличаться от действительного хода температуры в прошлом. Стабилизирующий функционал (6) добавляется к невязке для снижения чувствительности решения обратной задачи к вариациям исходных данных. Минимизировать стабилизирующий функционал (5) можно с помощью градиентного метода, что представляет собой итерационную процедуру [13]. Она выполняется до тех пор, пока не будет достигнут минимум функционала (5) с заданной точностью. Функция $\mu(t)$, соответствующая минимуму этого функционала, считается оптимальным решением обратной задачи.

Представим температуру поверхности ледника на n -м шаге итерационной процедуры в следующем виде:

$$\mu^n(t) = \frac{a_0^n}{2} + \sum_{l=1}^L a_l^n \cos\left(\frac{2\pi}{T_l} t\right) + b_l^n \sin\left(\frac{2\pi}{T_l} t\right). \quad (7)$$

На первом шаге произвольно задаются начальные значения коэффициентов $(a_0^1, a_1^1, \dots, a_L^1, b_1^1, \dots, b_L^1)$. Например, в качестве a_0^1 можно взять среднее значение температуры поверхности ледника в прошлом, а остальные коэффициенты приравнять к нулю. Периоды гармоник T_l также могут быть произвольными, однако для повышения точности реконструкции их следует выбирать так, чтобы они отражали периодичность, характерную для температурных изменений в исследуемом регионе. Эта периодичность может быть определена с помощью частотного анализа дополнительных косвенных источников информации об изменениях климата (см. далее). При использовании градиентного метода коэффициенты на $n+1$ -ом шаге вычисляются по следующим формулам [17]:

$$\begin{aligned} a_0^{n+1} &= a_0^n - \gamma^n \left(\int_0^H W_{a_0}(z) \left(\tilde{R}\{\mu^n(t)\} - \theta(z) \right) dz + \alpha \frac{\partial \Omega^n}{\partial a_0^n} \right); \\ a_l^{n+1} &= a_l^n - \gamma^n \left(\int_0^H W_{a_l}(z) \left(\tilde{R}\{\mu^n(t)\} - \theta(z) \right) dz + \alpha \frac{\partial \Omega^n}{\partial a_l^n} \right); \\ b_l^{n+1} &= b_l^n - \gamma^n \left(\int_0^H W_{b_l}(z) \left(\tilde{R}\{\mu^n(t)\} - \theta(z) \right) dz + \alpha \frac{\partial \Omega^n}{\partial b_l^n} \right); \\ l &= 1, 2, \dots, L, \end{aligned} \quad (8)$$

где $\gamma^n > 0$ – градиентный шаг; $W_{a_0}(z)$, $W_{a_1}(z)$, $W_{b_1}(z)$, – решения задачи (3) в момент времени t_f с граничными условиями на поверхности $\mu(t) = 1/2$, $\mu(t) = \cos(2\pi t/T_f)$ и $\mu(t) = \sin(2\pi t/T_f)$ соответственно; $\Omega^n = \Omega[\mu^n(t)]$.

Реконструкция температуры поверхности ледника

Предшествующие реконструкции температуры поверхности ледника на Западном плато Эльбруса [14] существенно различались между собой, так как из-за недостатка натурных данных они были выполнены при различных гипотезах о вертикальном распределении адвекции. Появление новых данных о распределении годовых слоёв в фирново-ледяной толще на Западном плато [15] позволило определить действительную зависимость скорости вертикальной адвекции от глубины. На основании возраста отдельных горизонтов и их толщины была рассчитана вертикальная скорость погружения слоёв в леднике. Значения скорости, вычисленные по толщине годовых слоёв, скачкообразно изменяются и без сглаживания непригодны для температурной реконструкции. На основе имеющейся датировки керна была построена аппроксимация зависимости возраста от глубины (рис. 3, а). Погрешность аппроксимации составила не более 1,5%. По аппроксимационной за-

висимости была найдена скорость вертикальной адвекции годовых слоёв в леднике (см. рис. 3, б).

Профиль скорости вертикальной адвекции рассчитывался следующим образом. Пусть $A(z)$ – аппроксимированная зависимость возраста фирна/льда от глубины (см. рис. 3, а). Обратив эту зависимость, получим зависимость глубины залегания слоя фирна/льда от его возраста $z(A)$. Тогда скорость вертикальной адвекции $\tilde{w}$ слоя возраста A будет выражаться производной $\tilde{w}(A) = dz/dA$, а скорость адвекции того же слоя как функцию глубины (см. рис. 3, б) можно найти путём подстановки зависимости возраста от глубины: $w(z) = \tilde{w}(A(z))$. Нижняя часть ледникового керна не датирована, поэтому полученный на основе датировки керна профиль скорости адвекции не достигает ложа ледника. В связи с этим вычисленный профиль был линейно продолжен до ложа ледника так, чтобы на максимальной глубине скорость адвекции становилась равной нулю – $w(H) = 0$.

На основе изложенной здесь методики мы реконструировали температуру на глубине основания деятельного слоя ледника (≈ 10 м) на Западном плато Эльбруса по измеренному в скважине температурному профилю (см. рис. 2) с учётом новых данных об адвекции. Физические параметры среды были определены ранее [14]. Зависимость плотности от глубины аппроксимирована полиномом четвёртой степени. Удельная теплоёмкость

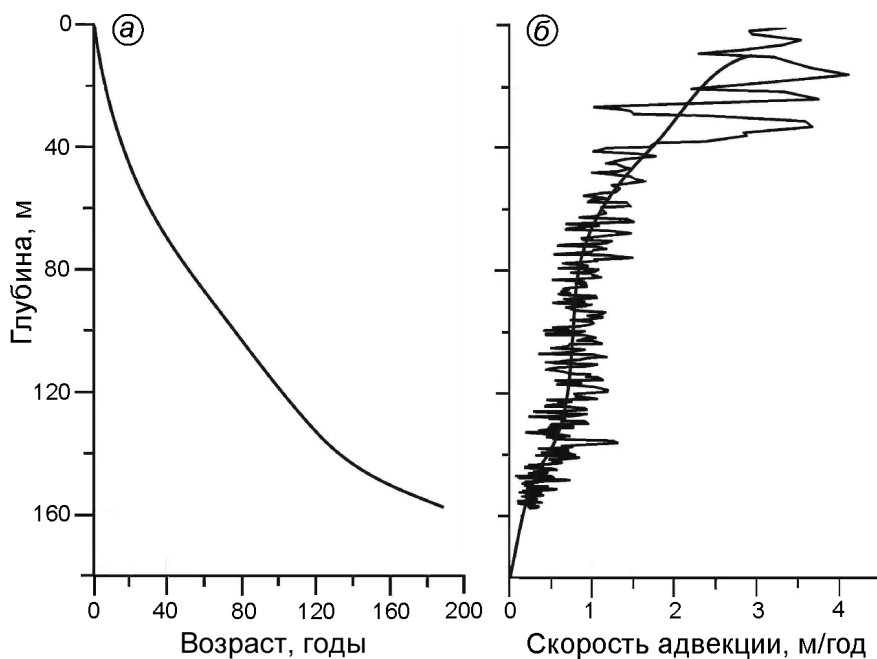


Рис. 3. Вертикальная адвекция:

а – возраст фирново-ледяной толщи;
б – скорость адвекции, вычисленная по датировке ледникового керна (зигзагообразная кривая), и её аппроксимирующий профиль (гладкая кривая)

Fig. 3. Vertical advection:
а – age of ice/firn thickness; а – rate of advection calculated from the ice core dating (zigzag curve) and its approximating profile (smooth curve)

и коэффициент теплопроводности варьируют по глубине незначительно и вычисляются по эмпирическим формулам для чистого льда:

$$c = 2098 + 7,122\langle T \rangle = 1999 \text{ Дж/(кг К)};$$

$$k = 9,828e^{-0,0057(273,15 + \langle T \rangle)} = 2,24 \text{ Вт/(м К)},$$

где $\langle T \rangle = -13,9 \text{ }^\circ\text{C}$ — средняя температура в скважине.

Для большинства ледников профили температуры у основания соответствуют стационарным граничным условиям на поверхности и у ложа — задача (2), что позволяет вычислить значения начальной температуры на поверхности U_0 и геотермического потока q . Для этого задача (2) решается численно с неопределёнными параметрами U_0 и q , после чего данные параметры определяют на основе метода наименьших квадратов из условия близости стационарного и измеренного профилей температуры в нижней части скважины. Так было найдено начальное значение температуры на глубине основания деятельного слоя ледника $U_0 = -15,3 \text{ }^\circ\text{C}$, а величина геотермического потока на нижней границе ледника оказалась равной $|q| = 0,3 \text{ Вт/м}^2$ и близка к значению, полученному в работе [15]. Эта величина превышает среднее значение теплового потока для Центрального Кавказа в 4–5 раз, но для Эльбруса повышенное значение теплового потока может достигать и 2 Вт/м^2 [18, 19], что связывают с магматическим очагом, залегающим на глубине 2 км ниже уровня моря. Предполагается, что за период реконструкции (1930–2008 гг.) геотермический поток существенно не изменился, поэтому соответствующее граничное условие считается стационарным.

Решая задачу (2) с уже известными значениями U_0 и q , находим стационарный температурный профиль (см. рис. 2). Далее решаем обратную задачу — (3) и (4). При отсутствии дополнительных априорных данных о климатических изменениях вблизи ледника в прошлом можно восстановить температуру поверхности методом регуляризации по Тихонову [10], используя представление температуры (7) в виде суммы гармоник Фурье с неопределёнными коэффициентами. Результат такой реконструкции представлен на последнем рисунке в статье — рис. 5, а, кривая 2. В этой реконструкции высокочастотные колебания сильно сглаживаются и можно увидеть лишь средний тренд температуры в прошлом. Если же имеется априорная информация о прошлых климати-

ческих изменениях в районе ледника, то можно выполнить более точную реконструкцию. В этом случае решаем обратную задачу — (3) и (4), используя в формуле (7) специально подобранные периоды гармоник T_i , которые возьмём из дополнительного косвенного источника информации об изменениях климата в данном регионе — из хронологии древесных колец [16] (рис. 4, а). В обоих случаях неопределённые коэффициенты в выражении (7) вычисляются в процессе итерационной процедуры по формулам (8) при уже заданных периодах гармоник. Подобный подход, использующий дополнительные данные по косвенным индикаторам изменений климата с высоким разрешением по времени, может повысить точность проводимой реконструкции и обеспечить уменьшение невязки между вычисленным и измеренным профилями температуры в скважине.

Для выявления характерных временных периодов, присутствующих в этих данных, применён вейвлет-анализ. В настоящей работе в качестве анализирующего вейвлета использован вейвлет Морле. Результаты вейвлет-преобразования для хронологии древесных колец можно видеть на рис. 4, б, в — это спектр коэффициентов вейвлет-преобразования и глобальный спектр энергии. На нём обозначен и треугольник достоверности, вне которого значения коэффициентов вейвлет-преобразования вычисляются с погрешностями, так как около границ невозможно использовать всю длину анализирующего вейвлета. Из вейвлет-преобразования видно, что для хронологии древесных колец характерны периоды ~78, ~41, ~27 и ~19 лет. Возможно, существуют и периоды ~264 и ~165 лет, но, поскольку большая часть информации о колебаниях с этими периодами находится вне треугольника достоверности, однозначно предположить их существование нельзя.

Реконструкция, полученная путём решения обратной задачи — (3) и (4) с использованием указанных периодов при построении граничного условия (7), представлена на рис. 5, а, кривая 1. В этом случае невязка оказалась на порядок меньше по сравнению с реконструкцией методом Тихонова без привлечения дендрохронологических данных, что свидетельствует о правомерности использования такого подхода. Вычисленный на основе этой реконструкции профиль температуры в скважине приведён на рис. 2.

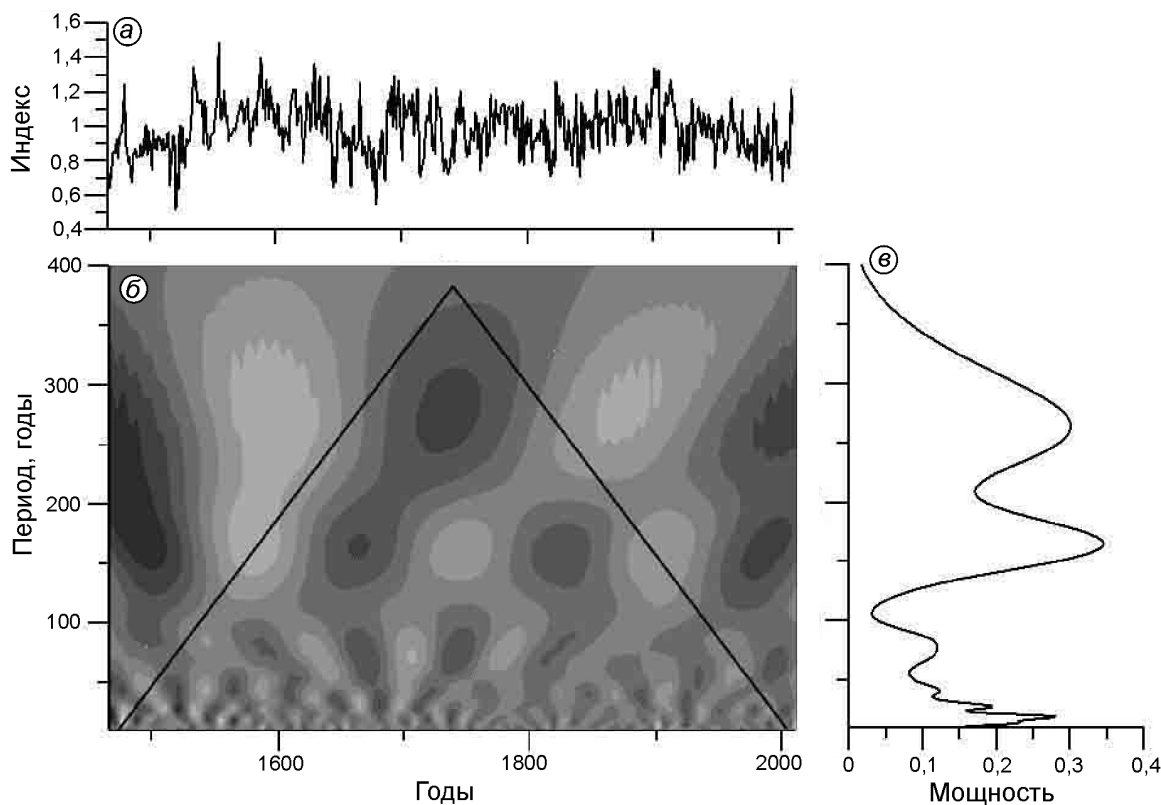


Рис. 4. Анализ древесно-кольцевых данных:

a – хронология годичного прироста древесины сосны на Центральном Кавказе; *б* – спектр коэффициентов вейвлет-преобразования; *в* – глобальный спектр энергии

Fig. 4. Tree-ring data analysis.

a – chronology of the annual growth of pine wood in the Central Caucasus; *б* – spectrum of coefficients of the wavelet transform; *в* – global energy spectrum

Обсуждение результатов

Температура основания деятельного слоя почвенного покрова, водоёмов и ледников в хорошем приближении соответствует приземной среднегодовой температуре воздуха в регионе. Однако это не означает, что отклик температуры нижней границы деятельного слоя на межгодовую изменчивость температуры приземного воздуха однозначен. Из-за различия инерционных характеристик атмосферы и подстилающей поверхности сигнал может запаздывать, а в ряде случаев и совсем пропадать. Вместе с тем логично предположить, что крупные и долгопериодные климатические аномалии должны проявиться в вариациях температуры подошвы деятельного слоя.

Реконструкция температуры основания деятельного слоя ледника на Западном плато Эльбруса выполнена для высоты 5100 м, т.е. высоты средней тропосферы, поэтому её значения долж-

ны соответствовать температуре воздуха на уровне 500 мб поверхности. Поскольку ближайшая точка аэрологического зондирования атмосферы расположена в Минеральных Водах в 100 км к северу от точки бурения, результаты реконструкции были сопоставлены с данными реанализа NCEP/NCAR. Среди различных реанализов, полученных в результате корректного синтеза данных наблюдений и численного моделирования атмосферы, к наиболее распространённым относятся: NCEP/NCAR, XXCentury, CFSR, FNL, Era-Interim. Они различаются схемами усвоения данных, пространственным разрешением, временным охватом. Ранее при сравнении всех температурных данных по району Эльбруса нами было показано [20], что реанализ NCEP/NCAR весьма корректно описывает температурный режим свободной атмосферы над Центральным Кавказом. Так, изменчивость температуры воздуха на Западном плато по данным этого реанализа хорошо согласуется с ре-

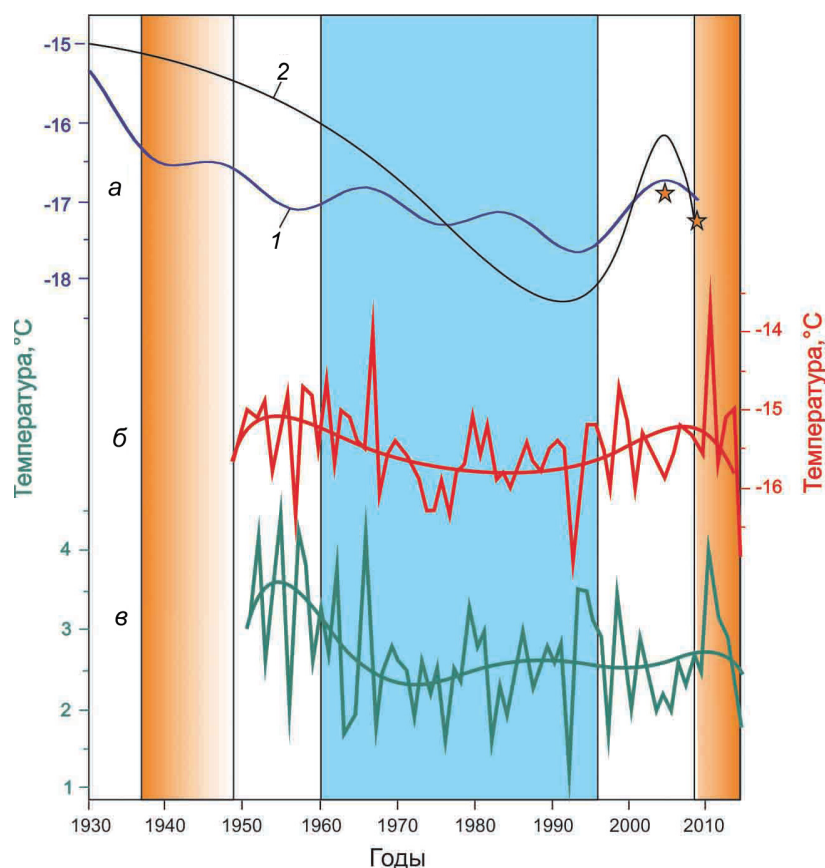


Рис. 5. Динамика температуры по различным данным.

Реконструкция температуры основания деятельного слоя ледника на Западном плато Эльбруса за период 1930–2008 гг. *а*: 1 – с учётом дендрохронологических данных; 2 – только на основе скважинной термометрии и анализа керна; *б* – средняя годовая температура воздуха над Западным плато Эльбруса на высоте 500 мб поверхности по данным реанализа NCEP/NCAR; *в* – температура на метеостанции Терскол. Звездочками показаны измеренные температуры в подошве деятельного слоя ледовой толщи на Западном плато Эльбруса

Fig. 5. Temperature dynamics according to various data.

Reconstruction of the temperature of the base of the active layer of the glacier on the Elbrus western plateau for the period 1930–2008. *a*: 1 – taking into account dendrochronological data; 2 – based on borehole thermometry and core analysis only; *б* – mean annual air temperature over the Elbrus western plateau at a height of 500 mbar surface according to the NCEP/NCAR reanalysis; *в* – temperature at the Terskol weather station. The asterisks show the measured temperatures in the base of the active layer of the ice thickness on the Elbrus western plateau

зультатами измерений на метеостанциях Терскол ($r = 0,82$) и Теберда ($r = 0,65$) и отражает общие тенденции изменений среднегодовой температуры воздуха, осреднённой по всей территории России в XX – начале XXI вв.

Полученная реконструкция температуры основания деятельного слоя ледника на Западном плато Эльбруса в целом соответствует общему тренду климатических изменений в Приэльбрусье. На рис. 5, *б* представлены средние годовые значения реанализа температуры воздуха, приведённые с уровня 500 мб поверхности к уровню Западного плато Эльбруса по градиенту стандартной атмосферы ($-0,65^\circ\text{C}/100\text{ м}$). Значения реанализа в точке бурения получены путём интерполяции данных в ближайших узлах регулярной сетки реанализа NCEP/NCAR. Методика расчётов для данного района детально рассмотрена в работе [20]. Как видно из рис. 5, *а*, *б*, абсолютные значения, а также диапазон изменчивости среднегодовой температуры воздуха и основания деятельного слоя ледника достаточно близки, что указывает на адекватное воспроизведение моделью термического режима региона.

Расчётные результаты реконструкции температуры в подошве деятельного слоя ледника представляют собой сильно сглаженные величины, поэтому для сравнения было выполнено сглаживание с помощью полинома третьей степени средней годовой температуры по данным реанализа. Нормированный коэффициент корреляции между этими рядами данных составил 0,76 и, согласно критерию Стьюдента, представляет собой статистически значимую величину на 5%-ом уровне значимости. Значение коэффициента нормированной корреляции между результатами реконструкции и полиномиально сглаженной среднегодовой температурой воздуха на метеостанции Терскол, расположенной близко от Эльбруса (см. рис. 4, *в*), оказалось равным 0,53 и также значимо на уровне 0,05. Сравнение реконструкции с данными метеостанции Теберда, имеющей самый длинный ряд наблюдений (1926–2010 гг.) среди высокогорных метеостанций на Северном Кавказе, не показало значимой корреляции.

С точки зрения интерпретации полученных значений существенно, что установленные корреляции не связывают непосредственно ряды тем-

пературы воздуха, а характеризуют связь между реконструированной температурой фирна на глубине основания деятельного слоя и различными рядами температуры воздуха, дополнительно сглаженными для выявления трендов. По этой причине ожидаемо получить лишь умеренные величины коэффициентов корреляции даже в случае ближайших метеостанций. В то же время, согласно шкале Чеддока, найденную связь можно характеризовать как заметную для метеостанции Терскол (диапазон 0,5–0,7) и высокую для данных реанализа (диапазон 0,7–0,9). Таким образом, полученные результаты указывают на наличие статистически значимой связи температуры воздуха в среднегорье и высокогорного оледенения Кавказа.

Выполненный анализ показал, что соответствие между метеорологическими и реконструированными данными проявляется только в масштабах климатической изменчивости (т.е. в случае сглаживания рядов среднегодовой температуры воздуха, речь о котором шла ранее). Причина этого — нелинейность связи между приземной температурой воздуха и температурой подошвы деятельного слоя ледника. Последняя зависит от результирующего потока тепла в глубь снежно-фирновой толщи, а следовательно, подчиняется законам Фурье (сглаживание межгодовой изменчивости, запаздывание максимумов и т.д.). Таким образом, высокочастотная межгодовая изменчивость температуры подошвы деятельного слоя ледника не проявилась в результатах реконструкции, в то время как общие климатические тенденции (потепление 1940-х годов, сменившееся похолоданием 1960–80-х годов, затем современное потепление) в общих чертах прослеживаются достаточно хорошо.

Тренд температуры в разных средах (свободная атмосфера, её приземной слой, поверхность ледников) в данном регионе соответствует глобальным изменениям. Можно выделить три периода: 1) завершающую фазу «потепления 1940-х годов», связанную с интенсификацией меридиональных и блокирующих типов атмосферной циркуляции; 2) относительно холодный период 1960–90-х годов, для которого характерно обострение зональных типов циркуляции; 3) стремительное потепление в конце XX — начале XXI вв., проявляющееся в основном в высокой повторяемости антициклональной погоды в летние месяцы, которая приводит к продолжительным периодам аномально высокой температуры воздуха.

Современное потепление на уровне Западного плато Эльбруса проявляется слабо — в виде статистически незначимой положительной аномалии в 2000–2010 гг. (см. рис. 5, б), сменившейся довольно глубоким похолоданием в 2014 г. Это несоответствие, на первый взгляд, хорошо сочетается с общими представлениями о современном потеплении климата, которые сводятся к антропогенному форсингу, прежде всего, к влиянию парниковых газов. Парниковый эффект проявляется главным образом в нижней тропосфере, где значения парциального давления водяного пара, углекислого газа, метана и закиси азота максимальны. В более высоких слоях атмосферы температурные тренды менее значимы, что подтверждают данные аэрологического зондирования [21]. Вместе с тем существуют исследования, в которых показано, что в горных районах по мере роста высоты над уровнем моря эффект современного потепления усиливается [22]. Однако, как показали оценки, выполненные в исследовании [23] на основе натурных данных и результатов моделирования, в высокогорных районах Кавказа потепление проявилось не так интенсивно, как на прилегающих равнинах. В этом смысле результаты реконструкции температуры подошвы деятельного слоя ледника на Западном плато соответствуют среднему многолетнему тренду годовой температуры воздуха, который пока статистически значимо не выражен (имеет место лишь интенсивное потепление в летний сезон [23]).

Природу понижения температуры подошвы деятельного слоя ледника к концу периода нашей реконструкции пока объяснить достаточно сложно. В качестве гипотезы можно предположить реакцию температуры основания деятельного слоя ледника на уменьшение радиационного баланса поверхности, которое на Западном плато Эльбруса может быть связано с увеличением теплового излучения поверхности в условиях отрицательного тренда балла облачности [23]. В масштабах годовых значений этот эффект может вызвать уменьшение радиационного баланса снежной поверхности, которое не обязательно приведёт к понижению среднегодовой приземной температуры воздуха, но вполне может способствовать постепенному охлаждению снежно-фирновой толщи.

Фактические данные измерения температуры в подошве деятельного слоя (10 м) ледника на Западном плато Эльбруса в 2004 г. ($-17,0^{\circ}\text{C}$) и в 2009 г. ($-17,3^{\circ}\text{C}$) показывают неплохое соответствие ре-

зультатам моделирования (см. рис. 5), однако относиться к этому результату нужно осторожно. Во-первых, расстояние между двумя точками бурения в 2004 и 2009 гг. составляло около 200 м, во-вторых, полученная разница всё-таки статистически значима и, кроме того, соизмерима с величиной межгодовой изменчивости температуры основания деятельного слоя ледника: её среднеквадратическое отклонение составляет 0,49 °С. Примечательно также, что температурный пик 2000-х годов практически синхронно возникает при обоих способах реконструкции температуры (как с использованием дендрохронологических данных, так и без них) и близок к значениям, измеренным на глубине основания деятельного слоя ледника.

Заключение

В настоящем исследовании авторы представили реконструкцию температуры поверхности ледника на Западном плато Эльбруса, охватывающую период 1930–2008 гг. и выполненную на основе скважинной термометрии с привлечением данных дендрохронологии. Отметим, что проведённая реконструкция независима от метеорологических данных. Согласно полученным результатам, температура основания деятельного слоя ледника менялась в диапазоне от –17,7 до –15,3 °С, что близко к масштабам межгодовой изменчивости температуры воздуха в средней тропосфере в районе Эльбруса по данным реанализа NCEP/NCAR. Так, среднеквадратическое отклонение температуры основания деятельного слоя ледника составляет 0,49 °С, тогда как эта величина для приземной температуры воздуха равна 0,7 °С.

Ряды среднегодовой температуры воздуха по данным реанализа и метеостанции Терскол заметно коррелируют с температурой основания

деятельного слоя ледника (коэффициенты корреляции 0,76 и 0,53 соответственно). Вместе с тем основные климатические тенденции XX в. нашли своё проявление в температуре поверхности ледника: достаточно хорошо воспроизводится похолодание 1960–80-х годов и сменившее его экстремальное потепление на рубеже веков.

Резкое понижение температуры подошвы ледника в 2005–2010 гг. пока объяснить достаточно сложно. Возможно, это реакция на приостановку глобального потепления, которая выразилась и в региональном масштабе, о чём свидетельствуют как натурные данные, так и результаты реанализа. Кроме того, снежно-ледовая толща может выхолаживаться за счёт увеличения длинноволнового излучения поверхности, которое совершенно не обязательно должно отразиться в приземной температуре воздуха даже в масштабах среднегодовых значений.

Благодарности. Данное исследование выполнено при финансовой поддержке Российского научного фонда (№ 17-17-01270). Анализ климатической изменчивости на Кавказе проводился в рамках плановой темы Института географии РАН (AAAA-A19-119022190172-5). Авторы благодарны Е.А. Долговой за предоставленные первичные данные по ширине годичных колец деревьев на Кавказе, а также И.И. Лаврентьеву за помощь в подготовке иллюстративного материала.

Acknowledgments. This study was supported by the Russian Science Foundation (№ 17-17-01270). Climate variability in the Caucasus was studied in the frames of research plan of the Institute of Geography, Russian Academy of Sciences (AAAA-A19-119022190172-5). The authors are grateful to E. Dolgova for providing the primary data on the tree-ring width for the Caucasus and I. Lavrentiev for help in preparing illustrative material.

Литература

1. Долгова Е.А., Соломина О.Н. Первая количественная реконструкция температуры воздуха теплого периода на Кавказе по дендрохронологическим данным // ДАН. 2010. Т. 431. № 2. С. 252–256.
2. Соломина О.Н., Калугин И.А., Александрин М.Ю., Бушуева И.С., Дарин А.В., Долгова Е.А., Жомелли В., Иванов М.Н., Мацковский В.В., Овчинников Д.В., Павлова И.О., Разумовский Л.В., Чепур-

References

1. Dolgova E.A., Solomina O.N. First quantitative reconstruction of air temperature for the warm period in the Caucasus based on dendrochronological data. *Doklady Akademii Nauk*. Proc. of the Academy of Sciences. 2010, 431 (2): 252–256. [In Russian].
2. Solomina O.N., Kalugin I.A., Aleksandrin M.Y., Bushueva I.S., Darin A.V., Dolgova E.A., Jomelli V., Ivanov M.N., Matskovsky V.V., Ovchinnikov D.V., Pavlolo-

- ная А.А. Бурение осадков оз. Каракель (долина р. Теберда) и перспективы реконструкции истории оледенения и климата голоцена на Кавказе // *Лёд и Снег*. 2013. № 2 (122). С. 102–111. doi: 10.15356/2076-6734-2013-2-102-111.
3. Zagorodnov V., Nagornov O., Scambos T.A., Muto A., Mosley-Thompson E., Pettit E.C., Tyufin S. Borehole temperatures reveal details of 20th century warming at Bruce Plateau, Antarctic Peninsula // *The Cryosphere*. 2012. V. 6. № 3. P. 675–686. doi: 10.5194/tc-6-675-2012.
 4. Yang J.-W., Han Y., Orsi A.J., Kim S.-J., Han H., Ryu Y., Jang Y., Moon J., Choi T., Hur S.D., Ahn J. Surface temperature in twentieth century at the Styx Glacier, northern Victoria Land, Antarctica, from borehole thermometry // *Geophys. Research Letters*. 2018. V. 45. № 18. P. 9834–9842. doi: 10.1029/2018GL078770.
 5. Suman A., Dyer F., White D. Late Holocene temperature variability in Tasmania inferred from borehole temperature data // *Climate of the Past*. 2017. V. 13. № 6. P. 559–572. doi: 10.5194/cp-13-559-2017.
 6. Huang S., Pollack H.N., Shen P.-Y. Temperature trends over the past five centuries reconstructed from borehole temperatures // *Nature*. 2000. V. 403. № 6771. P. 756–758. doi: 10.1038/35001556.
 7. Beltrami H., Bourlon E. Ground warming patterns in the Northern Hemisphere during the last five centuries // *Earth and Planetary Science Letters*. 2004. V. 227. № 3–4. P. 169–177. doi: 10.1016/j.epsl.2004.09.014.
 8. Huang S. Merging information from different resources for new insights into climate change in the past and future // *Geophys. Research Letters*. 2004. V. 31. № 13. doi: 10.1029/2004GL019781.
 9. Демежко Д.Ю., Соломина О.Н. Изменения температуры земной поверхности на о. Кунашир за последние 400 лет по геотермическим и древесно-кольцевым данным // *ДАН*. 2009. Т. 426. № 2. С. 240–243. doi: 10.1134/S1028334X09040266.
 10. Тихонов А.Н., Арсенин В.Я. Методы решения некорректных задач. М.: Наука, 1986. 288 с.
 11. MacAyeal D.R., Firestone J., Waddington E. Paleothermometry by control methods // *Journ. of Glaciology*. 1991. V. 37. № 127. P. 326–338. https://doi/: 10.3189/S0022143000005761.
 12. Mosegaard K. Resolution analysis of general inverse problems through inverse Monte Carlo sampling // *Inverse Problems*. 1998. V. 14. № 3. P. 405–426. https://doi/: 10.1088/0266-5611/14/3/004.
 13. Коновалов Ю.В., Нагорнов О.В., Загороднов В.С., Thompson L.G. Восстановление температуры поверхности ледника по данным скважинных измерений // *Математическое моделирование*. 2001. Т. 13. № 11. С. 48–68.
 14. Михаленко В.Н., Кутузов С.С., Нагорнов О.В., Тюфлин С.А., Лаврентьев И.И., Марченко С.А., va I.O., Razumovsky L.V., Chepurnaya A.A. Coring of Karakel' Lake sediments (Teberda River valley) and prospects for reconstruction of glaciation and Holocene climate history in the Caucasus. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2013, 2 (122): 102–111. doi: 10.15356/2076-6734-2013-2-102-111. [In Russian].
 3. Zagorodnov V., Nagornov O., Scambos T.A., Muto A., Mosley-Thompson E., Pettit E.C., Tyufin S. Borehole temperatures reveal details of 20th century warming at Bruce Plateau, Antarctic Peninsula. *The Cryosphere*. 2012, 6 (3): 675–686. doi: 10.5194/tc-6-675-2012.
 4. Yang J.-W., Han Y., Orsi A.J., Kim S.-J., Han H., Ryu Y., Jang Y., Moon J., Choi T., Hur S.D., Ahn J. Surface temperature in twentieth century at the Styx Glacier, northern Victoria Land, Antarctica, from borehole thermometry. *Geophys. Research Letters*. 2018, 45 (18): 9834–9842. doi: 10.1029/2018GL078770.
 5. Suman A., Dyer F., White D. Late Holocene temperature variability in Tasmania inferred from borehole temperature data. *Climate of the Past*. 2017, 13 (6): 559–572. doi: 10.5194/cp-13-559-2017.
 6. Huang S., Pollack H.N., Shen P.-Y. Temperature trends over the past five centuries reconstructed from borehole temperatures. *Nature*. 2000, 403 (6771): 756–758. doi: 10.1038/35001556.
 7. Beltrami H., Bourlon E. Ground warming patterns in the Northern Hemisphere during the last five centuries. *Earth and Planetary Science Letters*. 2004, 227 (3–4): 169–177. doi: 10.1016/j.epsl.2004.09.014.
 8. Huang S. Merging information from different resources for new insights into climate change in the past and future. *Geophys. Research Letters*. 2004, 31 (13). doi: 10.1029/2004GL019781.
 9. Demezhko D.Yu., Solomina O.N. Ground surface temperature variations on Kunashir Island in the last 400 years inferred from borehole temperature data and tree-ring records. *Doklady Akademii Nauk*. Proc. of the Academy of Sciences. 2009, 426 (2): 240–243. doi: 10.1134/S1028334X09040266. [In Russian].
 10. Tikhonov A.N., Arsenin V.Ya. *Metody resheniya nekorrektnykh zadach*. The methods of solution of ill-posed problems. Moscow: Nauka, 1986: 288 p. [In Russian].
 11. MacAyeal D.R., Firestone J., Waddington E. Paleothermometry by control methods. *Journ. of Glaciology*. 1991, 37 (127): 326–338. https://doi/: 10.3189/S0022143000005761.
 12. Mosegaard K. Resolution analysis of general inverse problems through inverse Monte Carlo sampling. *Inverse Problems*. 1998, 14 (3): 405–426. https://doi/: 10.1088/0266-5611/14/3/004.
 13. Konovalov Yu.V., Nagornov O.V., Zagorodnov V.S., Thompson L.G. Reconstruction of the glacier surface temperature based on the bore hole temperature measurements. *Matematicheskoe modelirovanie*. Mathematical modelling. 2001, 13 (11): 48–68. [In Russian].

- Окопный В.И. Стратиграфическое строение и температурный режим фирново-ледяной толщи на Западном плато Эльбруса // Экстремальные природные явления и катастрофы. 2011. Т. 2. С. 180–188.
15. Mikhaleiko V., Sokratov S., Kutuzov S., Ginot P., Le-grand M., Preunkert S., Lavrentiev I., Kozachek A., Ekaykin A., Faïn X., Lim S., Schotterer U., Lipenkov V., Toropov P. Investigation of a deep ice core from the Elbrus western plateau, the Caucasus, Russia // The Cryosphere. 2015. № 9. P. 2253–2270. doi: 10.5194/tc-9-2253-2015.
 16. Dolgova E. June–September temperature reconstruction in the Northern Caucasus based on blue intensity data // Dendrochronologia. 2016. V. 39. P. 17–23. doi: 10.1016/j.dendro.2016.03.002.
 17. Нагорнов О.В., Тюфлин С.А., Коновалов Ю.В., Костин А.Б. Обратные задачи палеотермометрии. М.: изд. МИФИ, 2008. 173 с.
 18. Масуренков Ю.П. Плотность теплового потока и глубина залегания магматического очага под вулканом Эльбрус // Бюл. вулканол. станций. 1971. № 4. С. 79–82.
 19. Лиходеев Д.В., Михаленко В.Н. Температура кровли магматической камеры вулкана Эльбрус // Геофизич. исследования. 2012. Т. 13. № 4. С. 70–75.
 20. Торопов П.А., Михаленко В.Н., Кутузов С.С., Морозова П.А., Шестакова А.А. Температурный и радиационный режим ледников на склонах Эльбруса в период абляции за последние 65 лет // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 1. С. 5–19. doi: 10.15356/2076-6734-2016-1-5-19.
 21. Sherwood S.C., Meyer C.L., Allen R.J., Titchner H.A. Robust tropospheric warming revealed by iteratively homogenized radiosonde data // Journ. of Climate. 2008. V. 21. № 20. P. 5336–5350. doi: 10.1175/2008JCLI2320.1.
 22. Pepin N., Bradley R.S., Diaz H.F., Baraer M., Caceres E.B., Forsythe N., Fowler H., Greenwood G., Hashmi M.Z., Liu X.D., Miller J.R., Ning L., Ohmura A., Palazzi E., Rangwala I., Schöner W., Severskiy I., Shahgedanova M., Wang M.B., Williamson S.N., Yang D.Q. Elevation-dependent warming in mountain regions of the world // Nature Climate Change. 2015. V. 5. № 5. P. 424–430. doi: 10.1038/nclimate2563.
 23. Toropov P.A., Aleshina M.A., Grachev A.M. Large-scale climatic factors driving glacier recession in the Greater Caucasus, 20th–21st century // Intern. Journ. of Climatology. 2019. V. 39. № 12. P. 4703–4720. doi: 10.1002/joc.6101.
 14. Mikhaleiko V.N., Kutuzov S.S., Nagornov O.V., Tyuflyin S.A., Lavrentiev I.I., Marchenko S.A., Okopny V.I. Stratigraphic structure and thermal regime of the infiltration layer at the Elbrus west plate. *Ekstremal'nyye prirodnyye yavleniya i katastrofy*. Extreme natural phenomena and disasters. 2011, 2: 180–188. [In Russian].
 15. Mikhaleiko V., Sokratov S., Kutuzov S., Ginot P., Le-grand M., Preunkert S., Lavrentiev I., Kozachek A., Ekaykin A., Faïn X., Lim S., Schotterer U., Lipenkov V., Toropov P. Investigation of a deep ice core from the Elbrus western plateau, the Caucasus, Russia. *The Cryosphere*. 2015, 9: 2253–2270. doi: 10.5194/tc-9-2253-2015.
 16. Dolgova E. June–September temperature reconstruction in the Northern Caucasus based on blue intensity data. *Dendrochronologia*. 2016, 39: 17–23. doi: 10.1016/j.dendro.2016.03.002.
 17. Nagornov O.V., Tyuflyin S.A., Kononov Y.V., Kostin A.B. *Obratnyye zadachi paleotermometrii*. Inverse problems of paleothermometry. Moscow: MEPhI, 2008: 173 p. [In Russian].
 18. Masurenkov Yu.P. Density of the thermal flow and depth of the magma source under the Elbrus volcano. *Byul. vulkanol. stantsiy*. Bull. volcanic stations. 1971, (47): 79–82. [In Russian].
 19. Likhodeev D.V., Mikhaleiko V.N. Temperature estimation for the most upper part of magmatic chamber of the Elbrus volcano. *Geofizicheskiye issledovaniya*. Geophys. Research. 2012, 13 (4): 70–75. [In Russian].
 20. Toropov P.A., Mikhaleiko V.N., Kutuzov S.S., Morozova P.A., Shestakova A.A. Temperature and radiation regime of glaciers on slopes of the Mount Elbrus in the ablation period over last 65 years. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2016, 56 (1): 5–19. doi: 10.15356/2076-6734-2016-1-5-19. [In Russian].
 21. Sherwood S.C., Meyer C.L., Allen R.J., Titchner H.A. Robust tropospheric warming revealed by iteratively homogenized radiosonde data. *Journ. of Climate*. 2008, 21 (20): 5336–5350. doi: 10.1175/2008JCLI2320.1.
 22. Pepin N., Bradley R.S., Diaz H.F., Baraer M., Caceres E.B., Forsythe N., Fowler H., Greenwood G., Hashmi M.Z., Liu X.D., Miller J.R., Ning L., Ohmura A., Palazzi E., Rangwala I., Schöner W., Severskiy I., Shahgedanova M., Wang M.B., Williamson S.N., Yang D.Q. Elevation-dependent warming in mountain regions of the world. *Nature Climate Change*. 2015, 5 (5): 424–430. doi: 10.1038/nclimate2563.
 23. Toropov P.A., Aleshina M.A., Grachev A.M. Large-scale climatic factors driving glacier recession in the Greater Caucasus, 20th–21st century. *Intern. Journ. of Climatology*. 2019, 39 (12): 4703–4720. doi: 10.1002/joc.6101.

Сокращение ледников северной части Срединного хребта на Камчатке в период с 1950 по 2016–2017 гг.

© 2020 г. А.Я. Муравьев

Институт географии РАН, Москва, Россия

anton-yar@rambler.ru

Degradation of glaciers in the northern part of the Middle Range on Kamchatka Peninsula along the period from 1950 over 2016–2017

A.Ya. Muraviev

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

anton-yar@rambler.ru

Received July 10, 2020 / Revised August 14, 2020 / Accepted September 9, 2020

Keywords: *altitude distribution, area reduction, mountain glaciers, Kamchatka, Sredinny (Central) Range.*

Summary

The Northern part of the Sredinny (Middle) Range is the largest glaciation area in Kamchatka in terms of the numbers and areas of glaciers. As of 2016–2017, there were 465 glaciers in this area with a total area of about 255 ± 17 km². Amongst the morphological types, the cirque (corrie), slope, and corrie-valley glaciers predominate (64%), but more than half of the total area (54%) is covered by the corrie-valley and transaction glaciers. The average area of glaciers over this region is 0.55 km², while for the transection ones it is 8.3 km². The main part (77.4%) of the glaciers in the region is located in the altitude range of 1200–1800 m. The firn line on both slopes of the Central Range lies within the altitude range of 880–1910 m. Analysis of changes in the size of the recent glaciation in comparison with the data of the mid-twentieth century indicates that the trend towards its reduction, established in the second half of the twentieth century, remains at the present time. The loss of the area of glaciers in the region registered in the USSR Glacier Inventory (1950), by 2016–2017 amounts to almost 125 km² (35.6%). Note, that losses for the first 15 years of the twenty-first century turn out to be approximately equal to the total sum of losses for second half of the twentieth century. It means that at the beginning of the twenty-first century the rate of reduction of glaciers is 4.3 times greater, i.e. about 1.45% of the area per year. The glaciers of the South-Eastern (62.9%) and Southern (43.6%) exposures reduced the most (significantly more than others). Loss of the total area was the greatest in small glaciers with sizes smaller 0.1 km² (>70%) and the smallest in large glaciers exceeding 5 km² (<11%). The process of disintegration of large glaciers into smaller ones did also accelerate, that increased total number of glaciers. The increase in the rate of glaciers area reduction in the region at the beginning of the twenty-first century was mainly caused by the rise in summer air temperatures, that also intensified in these years. Similar values of the relative reduction of glacier areas are observed in the North Chui Range (Altay), in the Bernese and Pennine Alps, in the Polar Ural, in the Nordenskjöld Land (Svalbard), etc.

Citation: Muraviev A.Ya. Degradation of glaciers in the northern part of the Middle Range on Kamchatka Peninsula along the period from 1950 over 2016–2017. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2020. 60 (4): 498–512. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673420040055.

Поступила 10 июля 2020 г. / После доработки 14 августа 2020 г. / Принята к печати 9 сентября 2020 г.

Ключевые слова: *высотное распределение, горные ледники, Камчатка, сокращение площади, Срединный хребет.*

Приводятся данные о размерах, морфологии и высотных параметрах ледников северной части Срединного хребта на Камчатке в 2016–2017 гг. Дана оценка изменения оледенения района за три временных периода: с 1950 по 2016–2017 гг., с 1950 по 2002 гг., с 2002 по 2016–2017 гг. Установлены резкое увеличение скорости сокращения ледников с 2002 по 2016–2017 гг. (1,45% площади в год) по сравнению с 1950–2002 гг. (0,34% площади в год), а также интенсификация распада ледников (вместо 152 ледников, зарегистрированных во второй половине XX в., обнаружены 187 ледников в 2002 г. и 249 ледников в 2016–2017 гг.).

Введение

В последние десятилетия горное оледенение умеренных широт Северного полушария интенсивно сокращается, что связано с потеплением климата. Такой процесс наблюдается в

Альпах [1, 2], на Кавказе [3, 4], Алтае [5, 6], в Восточном Саяне [7], на Камчатке [8] и в Кордильерах [9]. Однако произошедшие в этих горных системах изменения часто неоднородны и зависят от местных климатических условий, рельефа, морфологии, экспозиции и размеров лед-

ников. Подобная неоднородность изменений ярко выражена на Камчатке. Так, на Кроноцком полуострове сокращение ледников со времени каталогизации [10] достигало 27,6% за 1957–2013 гг., но оно не было выявлено в районах активного вулканизма, к которым относятся Ключевская и Авачинская группы вулканов [8, 11].

Изученность ледников разных районов Камчатки и повторяемость наблюдений на них крайне неоднородны. Лучше всего изучены ледники Ключевской и Авачинской групп вулканов, находящиеся вблизи относительно населённых районов Камчатки [8]. Меньше исследовано оледенение Кроноцкого полуострова и ряда вулканов и хребтов Юго-Восточной Камчатки. К одному из наиболее труднодоступных и наименее изученных районов оледенения Камчатки относится северная часть Срединного хребта. Этот район удалён от активных вулканов, что увеличивает его интерес для исследования влияния на ледники современных климатических изменений.

Полевые исследования ледников северной части Срединного хребта немногочисленны. Первая экспедиция с целью изучения вулканов и ледников была организована летом 1964 г. Камчатским отделом Географического общества СССР и Институтом вулканологии СО АН СССР. Её основные результаты опубликованы в работе [12]. Следующие полевые гляциологические исследования проведены спустя 15 лет (в 1979 г.) на леднике Гречишкина. Это были балансовые наблюдения и геодезические измерения [13]. С 1979 г. гляциологические исследования на ледниках этого района не проводились.

Наиболее актуальные сведения о ледниках северной части Срединного хребта приведены в работе [8] на 2002 г. (на основе данных ручного дешифрирования границ ледников на спутниковых снимках) и в Каталоге Randolph Glacier Inventory 6.0 [14] на 2000–2011 гг. (на основе данных автоматизированного дешифрирования границ ледников на спутниковых снимках). Согласно работе [8], в 2002 г. в этом районе насчитывалось 388 ледников общей площадью около 335 км²; по данным Каталога [14] – 533 ледника общей площадью около 421 км². Пришла пора актуализировать сведения о ледниках этого района, проанализировать их изменения за последние 15–20 лет и сопоставить их с материалами более ранних исследований. Задачи этой рабо-

ты – получить и исследовать характеристики современного оледенения северной части Срединного хребта, а также их изменения со времени каталогизации (1950 г.) и с 2002 г.

Район исследований

Район исследований расположен в северной части Срединного хребта на Камчатке, к северу от 57°15' с.ш. (рис. 1), и простирается примерно на 270 км в направлении с юго-юго-запада на северо-северо-восток до 59°26' с.ш. От Паратпольского дола Срединный хребет постепенно повышается до горного массива Острая–Хувхойтун и имеет сглаженный среднегорный рельеф. Примерно до 58°17' с.ш. – вулкан Подснежный (1598 м) – он образован цепью вулканов позднелайстоценового возраста с абсолютными высотами 1700–2600 м (высшая точка – гора Хувхойтун высотой 2613 м). Вулканические постройки здесь чётко выражены в рельефе. Сведений об их активности в XX–XXI вв. в научной литературе нет, однако в данном районе встречаются проявления относительно недавней вулканической деятельности в виде многочисленных свежих, не задернованных лавовых потоков. На склонах вулканов находится большое число каров и трогов, появление которых связано с воздействием позднечетвертичного оледенения. К северу от вулкана Подснежный вулканических форм рельефа не обнаружено.

Климатические условия определяются особенностями атмосферной циркуляции над северо-востоком Охотского моря и Беринговым морем. Климат восточного склона северной части Срединного хребта более континентальный, чем западного [15]. Годовое количество атмосферных осадков на восточном склоне (600–800 мм) существенно больше, чем на западном (400–500 мм), выше на восточном склоне и зимние температуры воздуха – в среднем на 2–3 °С. Летние климатические условия на западном и восточном склонах различаются существенно меньше, чем зимние. Для открытого ветрам с Охотского моря западного склона хребта не характерны заметные скачки метеорологических параметров.

Северная часть Срединного хребта – крупнейший район оледенения Камчатки по площади и числу ледников [8, 10]. По данным карты

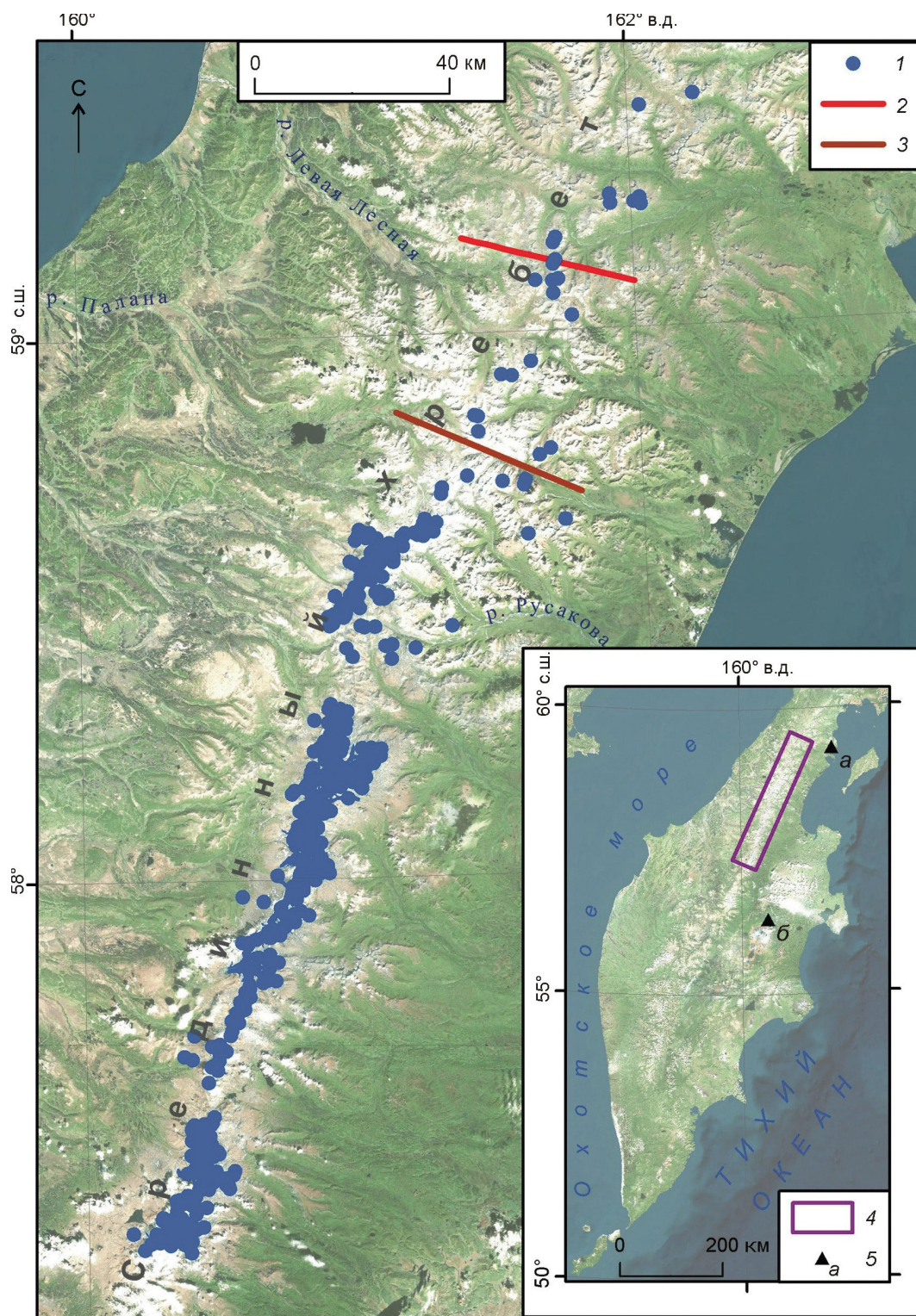


Рис. 1. Район исследований в 2016–2017 гг.

1 – местоположение ледников в 2016–2017 гг.; 2 – северная граница зоны охвата снимков ASTER от 18.08.2002 г.; 3 – северная граница зоны охвата схем Каталога [10]; 4 – границы района исследований на схеме Камчатки; 5 – ГМС Оссора (а) и Ключи (б)

Fig. 1. Research area in 2016–17.

1 – location of glaciers in 2016–17; 2 – northern boundary of the ASTER 18.08.2002 image coverage area; 3 – northern boundary of the Catalog [10] schemes coverage area; 4 – research area boundaries; 5 – weather stations Ossora (a) and Kluchi (b)

«Режим ледников» из работы [16], области питания ледников района образованы холодной фирновой, фирново-ледяной и ледяной зонами льдообразования. В нивально-гляциальной зоне широко распространены крупные многолетние снежники, что хорошо видно на сериях разновременных спутниковых снимков и отмечалось исследователями и ранее [12, 17].

Данные и методы

В работе использованы следующие материалы: 1) спутниковые снимки Sentinel-2 уровня обработки L1C от 19.08.2016 г., 10.09.2017 г. и 31.08.2018 г. с пространственным разрешением 10 м; 2) скорректированные данные о пространственном положении границ ледников в 2002 г. из работы [17]; 3) мозаика цифровой модели рельефа (далее ЦМР) ArcticDEM v3.0 [18] с пространственным разрешением 2 м; 4) ЦМР ASTER GDEM V3 [19] с пространственным разрешением 30 м в географической системе координат на эллипсоиде WGS 1984; 5) данные Каталога ледников СССР [10]; 6) среднемесячная температура воздуха [20] и месячные суммы осадков с устранением погрешностей осадкомерных приборов [21] на гидрометеостанциях (ГМС) Ключи и Оссора из архива ВНИИГМИ-МЦД за 1950–2018 гг.

Границы ледников на спутниковых снимках Sentinel-2 дешифрировали вручную в соответствии с методикой Международного проекта GLIMS [22]. Из-за облачности в горах подобрать спутниковые снимки нужного качества на конец августа – начало сентября в пределах одного года в период 2015–2019 гг. оказалось невозможным. Поэтому дешифрирование границ ледников велось по подборке снимков Sentinel-2 2016–2018 гг.: 43,1% общего числа ледников были обработаны по четырём снимкам 19.08.2016 г.; 53,4% – по четырём снимкам 10.09.2017 г.; 3,4% – по двум снимкам 31.08.2018 г. Снимки Sentinel-2 31.08.2018 г. были наименее качественными из всей подборки и использовались только в том случае, когда ледники на снимках Sentinel-2 от 19.08.2016 г. и 10.09.2017 г. были закрыты облачностью. Площадь ледников, границы которых дешифрировались по ним, составляет всего 1,3% общей площади оледенения

района исследований. Исходя из таких пропорций, можно сделать вывод, что результаты работы отражают параметры оледенения северной части Срединного хребта в 2016–2017 гг.

Погрешность определения площади ледников по спутниковым снимкам Sentinel-2 определялась умножением протяжённости границ ледников на точность пространственной привязки этих снимков, находящуюся, по данным ESA (European Space Agency), в пределах 11 м с уровнем доверия 95,5% [23]. Точность определения площадей ледников и их минимальный размер составляли 0,01 км². В Каталоге ледников СССР [10] на территорию Камчатки ледники с площадью менее 0,1 км² не регистрировались, однако в данном исследовании они учитывались. Морфологические типы ледников определены по классификации работы [24], дополненной материалами других исследований [10, 25].

ЦМР ArcticDEM v3.0 [18] использована для определения таких параметров ледников, как высоты высших и низших точек, средние высоты, вертикальная протяжённость, высота фирновой линии и высотное распределение площади ледников. Мозаика данной ЦМР на территорию района исследований сформирована из результатов обработки спутниковых снимков WorldView-1, WorldView-2, WorldView-3 и GeoEye-1 2010–2017 гг., скорректированных по высоте с использованием данных съёмки ICESat. Точность пространственной привязки таких снимков и, следовательно, ЦМР на их основе без использования наземных контрольных точек находится в пределах 4, 3,5, 3,5 и 3 м соответственно. ЦМР ASTER GDEM V3 [19] применялась аналогично ArcticDEM v3.0 для шести ледников в северной части района исследований, не покрытых данными ArcticDEM v3.0. Средняя высота каждого ледника определялась как среднее значение всех ячеек ЦМР в пределах границ ледника. ArcticDEM v3.0 использовали также как вспомогательный материал при проведении ледоразделов. Построенные растровые изображения экспозиции и наклона поверхности позволили существенно повысить точность проведения ледоразделов по сравнению с дешифрированием по визуальным признакам. Отметим, что проведение ледоразделов в Каталоге [10] и в данной работе может существенно различаться, поэтому в ряде случаев следует

анализировать изменения пространственных характеристик не отдельных ледников, а двух-трёх ледников, имеющих общие ледоразделы.

Положение фирновой линии на ледниках визуально определялось на спутниковых снимках. Значение высоты фирновой линии снималось с ЦМР в точке её пересечения с центральной линией ледника, предварительно построенной в модели «Open Global Glacier Model» (OGGM). Входными данными в OGGM служили границы ледников, дешифрованные по использованному в настоящей работе спутниковым снимкам Sentinel-2, а также ЦМР ArcticDEM v3.0 и ASTER GDEM V3 (для шести ледников, не покрытых данными ArcticDEM v3.0). Если центральная линия ледника пересекала фирновую линию более одного раза (например, крупные участки со льдом на поверхности среди фирновых полей), то высота фирновой линии не определялась.

Данные об оледенении района исследований в Каталоге [10] приведены на 1950 г. Они получены в результате анализа материалов дешифрирования аэрофотоснимков, сделанных в августе 1950 г. Во всех случаях (около 30% ледников района), когда в основной таблице Каталога приводятся данные о высоте фирновой линии, в графе «способ определения и дата» стоит отметка «АФС 10/VIII-50». Единственное исключение — ледник Гречишкина, где в 1964 г. были выполнены полевые исследования [12]. Это, однако, не означает, что площади остальных ледников определяли с помощью иных материалов (например, топографических карт). Фирновая линия визуально находится далеко не всегда и на современных спутниковых снимках. Оценить погрешности всех данных о площадях ледников в Каталоге [10] невозможно, так как исходные материалы аэрофотосъёмки недоступны. Однако такая оценка была сделана для ледников Слюнина и Гречишкина в работе [17]. В результате обработки данных дешифрирования границ этих ледников на привязанных аэрофотоснимках 1950 г. было показано, что измеренные площади расходятся с данными Каталога [10] на 0,7% для ледника Слюнина и на 2,2% для ледника Гречишкина.

Данные о пространственном положении границ ледников района исследований в 2002 г. взяты из работы [17]. Они получены в результате ручного дешифрирования четырёх спутниковых

снимков ASTER (ортопродукт) от 18.08.2002 г. с пространственным разрешением 15 м. Анализу подверглись исходные файлы данных в векторном формате «shapefile» (полигональный) после коррекции. Коррекция заключалась в более точном определении границ нескольких ледников с развитой поверхностной мореной. Три ледника, ранее считавшиеся распавшимися (на восемь сегментов), были определены как сохранившие целостность. Отметим, что пространственный охват района исследований снимками ASTER 2002 г. в его северной части меньше охвата снимками Sentinel-2 в 2016–2017 гг. (см. рис. 1) и больше охвата схемами Каталога [10].

При анализе изменений ледники разбивались на группы согласно их площадям в 2016–2017 гг. В случае распада ледников, зарегистрированных в Каталоге [10] или в работе [17], учитывалась суммарная площадь всех фрагментов данных ледников в 2016–2017 гг. Все использованные в работе спутниковые снимки и ЦМР были зарегистрированы в проекции UTM (зона 57N) на эллипсоиде WGS 1984. Эти данные обрабатывали в программных пакетах QGIS и ESRI ArcGIS.

Результаты исследования

Обработка современных спутниковых снимков Sentinel-2 для района исследований позволила идентифицировать 465 ледников общей площадью около 255 ± 17 км². Из Каталога ледников СССР [10] идентифицировано 249 ледников, 106 из которых сохранили целостность, а 143 ледника представляли собой фрагменты 46 распавшихся ледников, зарегистрированных в Каталоге; 45 ледников из 197, зарегистрированных в Каталоге [10] на территорию района исследований, не были выявлены на снимках Sentinel-2. При сравнении с работой [17] (на 2002 г.) идентифицировано 433 ледника: 288 ледников сохранили целостность, а 145 ледников были фрагментами 56 распавшихся ледников, выявленных в работе [17]. 39 ледников, зарегистрированных в этой работе, не были идентифицированы на снимках Sentinel-2 (из них девять были зарегистрированы в Каталоге [10]). 32 ледника, выявленных на снимках Sentinel-2, не регистрировались ранее в работах [10, 17].

Таблица 1. Морфологические типы ледников северной части Срединного хребта в 2016–2017 гг.

Морфологический тип ледников	Число ледников	Площадь ледников, км ²	Средний размер ледника, км ²	Доля ледников данного морфологического типа в общем числе ледников/в общей площади, %
Долинный	23	25,4±1,6	1,10	4,9/10,0
Сложный долинный	2	31,0±0,9	15,49	0,4/12,1
Перемётно-долинный	8	66,1±2,3	8,26	1,7/25,9
Карово-долинный	60	70,9±4,7	1,18	12,9/27,8
Каровый	157	29,9±3,6	0,19	33,8/11,7
Висячий	12	0,4±0,1	0,03	2,6/0,1
Склоновый	79	7,1±1,3	0,09	17,0/2,8
Присклоновый	50	4,1±0,8	0,08	10,8/1,6
Барранкосов	9	1,2±0,2	0,14	1,9/0,5
Подножий	39	16,8±1,5	0,43	8,4/6,6
Котловинный	21	1,8±0,3	0,08	4,5/0,7
Не определён	5	0,5±0,1	0,10	1,1/0,2
<i>Всего</i>	465	255,2±17,4	0,55	100/100

Анализ морфологии ледников, выявленных на современных снимках Sentinel-2, отражён в табл. 1. В количественном отношении в районе исследований преобладают каровые, склоновые и карово-долинные ледники. Менее всего распространены сложные долинные, перемётно-долинные и ледники барранкосов. По площади преобладают карово-долинные и перемётно-долинные. Наименьшие площади заняты висячими ледниками и ледниками барранкосов. Наибольшие средние размеры характерны для сложных долинных и перемётно-долинных ледников, к которым относятся крупнейшие ледники района – Слюнина (29,2±0,7 км²), Хувхойтун (21,9±0,7 км²), Гречишкина (13,8±0,3 км²) и др. Наименьшие средние размеры у висячих, присклоновых и котловинных ледников.

Низшие точки 97,4% ледников северной части Срединного хребта находятся выше 800 м над ур. моря (все высоты в статье даны над уровнем моря), 89,7% – выше 1000 м, 66,9% – выше 1200 м. Наименьшая высота конца ледника – 520 м – зафиксирована у присклонового ледника. Это – единственный ледник района исследований, спускающийся ниже 650 м. Вертикальная протяжённость 98,1% ледников района исследований составляет менее 1000 м (рис. 2, а), 95,9% – менее 800 м, 92,7% – менее 600 м, 83,7% – менее 400 м. Вертикальная протяжённость более 1000 м свойственна крупнейшим перемётно-долинным (Хувхойтун, Начикинский, Гречишкина), долинным (Хайлюлинский) и ка-

рово-долинным ледникам. Максимальное значение этого показателя (1780 м) зафиксировано на леднике Хувхойтун.

Средние высоты 94,6% ледников северной части Срединного хребта находятся в диапазоне 900–1900 м (см. рис. 2, б), 87,5% – в диапазоне 1000–1800 м, 75,5% – в диапазоне 1100–1700 м. Медианное значение средней высоты ледников составило 1430 м. Диапазон средних высот крупнейших (> 5 км²) ледников района составляет 1390–1610 м. Высота фирновой линии установлена для 152 ледников, 86 из которых расположены на западном склоне Срединного хребта, а 66 – на восточном. Её значения изменяются от 880 до 1910 м на западном склоне и от 870 до 1860 м на восточном, а медианное значение составило около 1430 м. На восточном склоне Срединного хребта медианное значение высоты фирновой линии (1410 м) немного ниже, чем на западном (1435 м). В направлении с юга на север высота фирновой линии на ледниках закономерно понижается. Вероятно, фирновую линию без дополнительных исследований не следует отождествлять с границей питания ледников, так как в областях питания ледников в этом районе широко распространены фирново-ледяная и ледяная зоны льдообразования (карта № 234 [16]).

Результаты анализа изменений ледников, зарегистрированных в Каталоге [10] на территорию района исследований, с 1950 по 2016–2017 гг. приведены в табл. 2. За указанный период общее сокращение зарегистрированных в этом Катало-

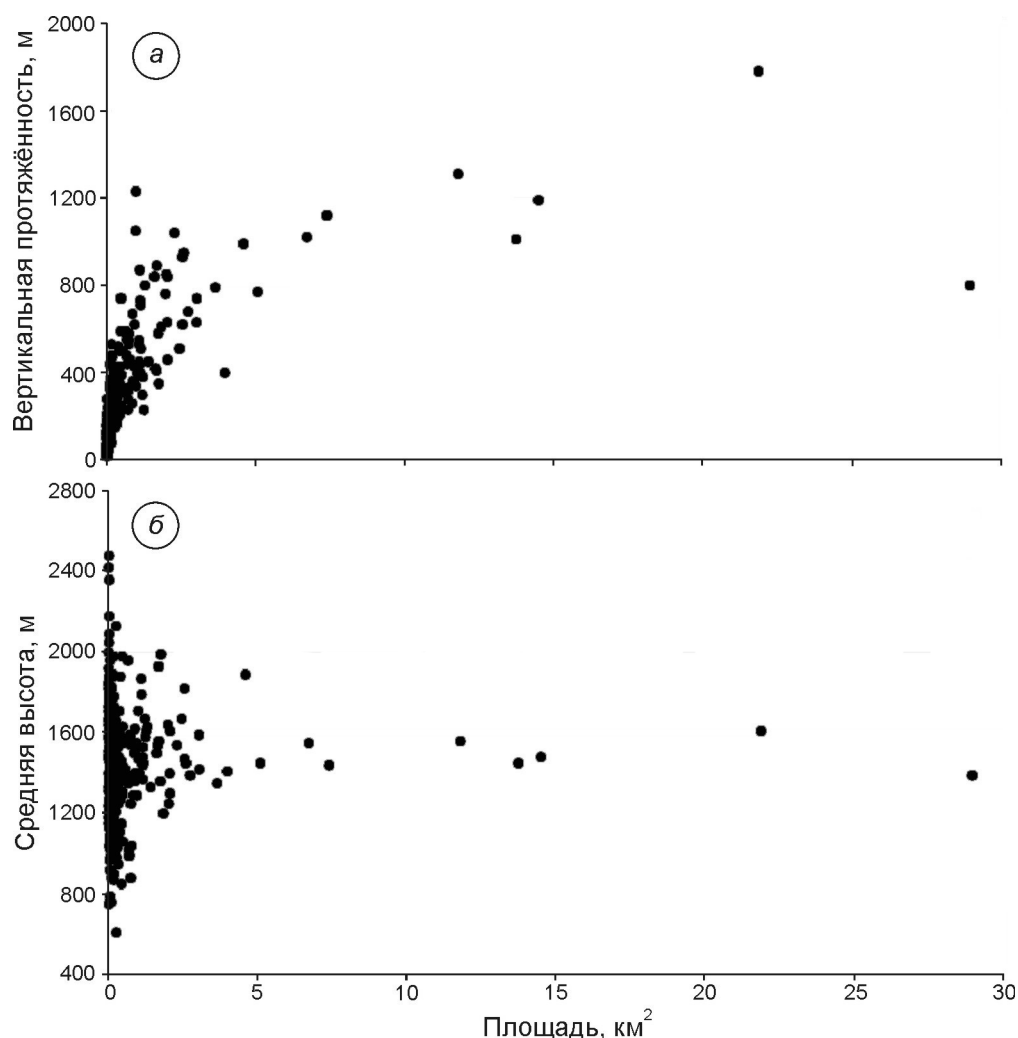


Рис. 2. Вертикальная протяжённость (а) и средние высоты (б) ледников разных размеров северной части Срединного хребта

Fig. 2. Altitude range (a) and average glacier heights (b) of different sizes in the northern part of the Middle Range

ге ледников, идентифицированных на современных спутниковых снимках Sentinel-2, составило около 125 км², или 35,6%. Примерно половина площади сокращения (около 62 км²) потеряна в 1950–2002 гг., что составляет 1,20 км², или 0,34% исходной площади ледников в год. Остальные потери (63 км²) пришлось на период с 2002 по 2016–2017 гг. – в среднем 4,20 км², или 1,45% площади ледников 2002 г. в год, т.е. скорость сокращения ледников в этом районе за 2002 – 2016–2017 гг. увеличилась примерно в 4,3 раза по сравнению с периодом 1950–2002 гг.

Для анализа ледники были разделены на группы в соответствии с их площадями в 2016–2017 гг. Для распавшихся ледников учитывалась суммарная площадь всех фрагментов. Наименьшее от-

носительное сокращение (10,9%) по сравнению с данными Каталога [10] претерпели наиболее крупные (> 5 км²) ледники. Небольшое увеличение площади (1,4%) этой группы ледников в 1950–2002 гг., вероятно, следствие погрешностей определения их площадей в Каталоге и разного проведения ледоразделов. Несколько ледников данной группы имеют мощный моренный покров на языках и протяжённые ледоразделы в области аккумуляции. По этим причинам, а также из-за сложной конфигурации протяжённой (69,7 км в 2002 г.) границы площадь ледника Хувхойтун (24,2 км²), составившая в 2002 г. $27,2 \pm 1,4$ км², видимо, была недооценена в Каталоге [10].

С уменьшением площадей ледников увеличивается относительное сокращение их площа-

Таблица 2. Изменение числа и площади ледников разных размеров северной части Срединного хребта, зарегистрированных в Каталоге ледников [10], в 1950–2002, 2002 – 2016–2017 гг. и в 1950 – 2016–2017 гг.

Размер ледников в 2016–2017 гг., км ²	Число ледников			Площадь ледников, км ²			Изменение площади ледников, км ² /%		
	1950 г.	2002 г.	2016–2017 гг.	1950 г.	2002 г.	2016–2017 гг.	1950–2002 гг.	2002 – 2016–2017 гг.	1950 – 2016–2017 гг.
> 5	9	12	20	132,7	134,5±7,7	118,16±4,03	1,8/1,4	-16,3/-12,1	-14,5/-10,9
2–5	15	18	28	65,7	55,6±5,2	43,24±2,65	-10,1/-15,4	-12,3/-22,1	-22,4/-34,1
1–2	22	37	53	59,3	45,1±5,5	32,23±2,59	-14,2/-23,9	-12,9/-28,6	-27,1/-45,7
0,5–1	23	29	44	36,1	22,9±3,0	15,24±1,49	-13,2/-36,6	-7,7/-33,7	-20,9/-57,9
0,1–0,5	65	73	83	49,8	28,0±4,7	16,48±2,19	-21,8/-43,8	-11,5/-41,1	-33,3/-66,9
< 0,1	18	18	21	7,9	3,2±0,7	0,94±0,24	-4,7/-59,5	-2,3/-71,0	-7,0/-88,6
<i>Всего</i>	152	187	249	351,5	289,3±26,8	226,29±13,19	-62,2/-17,7	-63,0/-21,8	-125,2/-35,6

ди. Наибольшее сокращение наблюдается у ледников с площадью менее 0,1 км². Эта закономерность характерна как для периода с 1950 по 2016–2017 гг. в целом, так и для периодов 1950–2002 и с 2002 по 2016–17 гг. по отдельности. Параллельно с сокращением площадей ледников шёл процесс их распада (рис. 3, а), ускорившийся с 1950 по 2016–2017 гг. Так, 46 ледников, зарегистрированных в Каталоге [10], к 2016–2017 гг. распались на 143 фрагмента. При этом в 2002 г. им соответствовал 81 ледник.

Изменение площади ледников, зарегистрированных в Каталоге [10], в зависимости от их экспозиции отражено на рис. 3, б. Больше всего сократились ледники, ориентированные на юго-восток (на 62,9%, или 19,6 км²) и юг (на 43,6%, или 5,0 км²). Для этих групп ледников также характерно наибольшее сокращение в периоды 1950–2002 (на 42,1 и 23,0% соответственно) и с 1950 по 2016–17 гг. (на 35,9 и 26,7% соответственно). Отметим, что ледники данных экспозиций имеют по сравнению с ледниками иных экспозиций относительно небольшие средние размеры как по Каталогу [10], так и в 2002 и 2016–2017 гг. (см. рис. 3, в). Менее всего с 1950 по 2016–17 гг. сократилась площадь ледников северо-восточной (на 25,8%, или 13,5 км²), юго-западной (на 29,4%, или 13,1 км²) и северной (на 29,7%, или 11,1 км²) экспозиций. Для ледников, ориентированных на северо-восток и юго-запад, подобную динамику можно объяснить двумя причинами. Во-первых, это ориентация данных ледников по отношению к влагонесущим воздушным массам, поступающим с Охотского и Берингова морей с запада и востока соответственно. Во-вторых, ледники данных экспозиций характеризуются наибольшими средними размерами в районе исследований (см. рис. 3, в). Кроме того, интенсивность процесса распада ледников юго-западной экспозиции оказалась довольно мала – шести ледникам, зарегистрированным в Каталоге [10], соответствуют восемь ледников в 2016–2017 гг.

Самый интенсивный распад характерен для ледников восточной экспозиции – 27 ледникам, зарегистрированным в Каталоге [10], к 2016–2017 гг. стали соответствовать 58 ледников. При этом их средний размер сократился с 2,60 до 0,78 км². Возможно, это объясняется относительно небольшой долей каровых ледников (около 40%) в данной группе. Наименее подвержены распаду ледники южной экспозиции, число которых с 1950 по 2016–2017 гг. увеличилось с 10 до 11 (распался только один ледник после 2002 г.), что можно объяснить преобладанием (8 из 11) небольших каровых ледников.

В работе [17] в северной части Срединного хребта было идентифицировано 190 ледников, не зарегистрированных в Каталоге [10]. Преимущественно это небольшие ледники – 55 из них имели площадь менее 0,1 км², а площадь ещё 116 находилась в пределах 0,1–0,5 км². Чтобы получить более полное представление об изменениях оледенения северной части Срединного хребта в период с 2002 по 2016–2017 гг., были проанализированы изменения 344 ледников, идентифицированных на снимках ASTER от 18.08.2002 г., и соответствующих им ледников, выявленных на

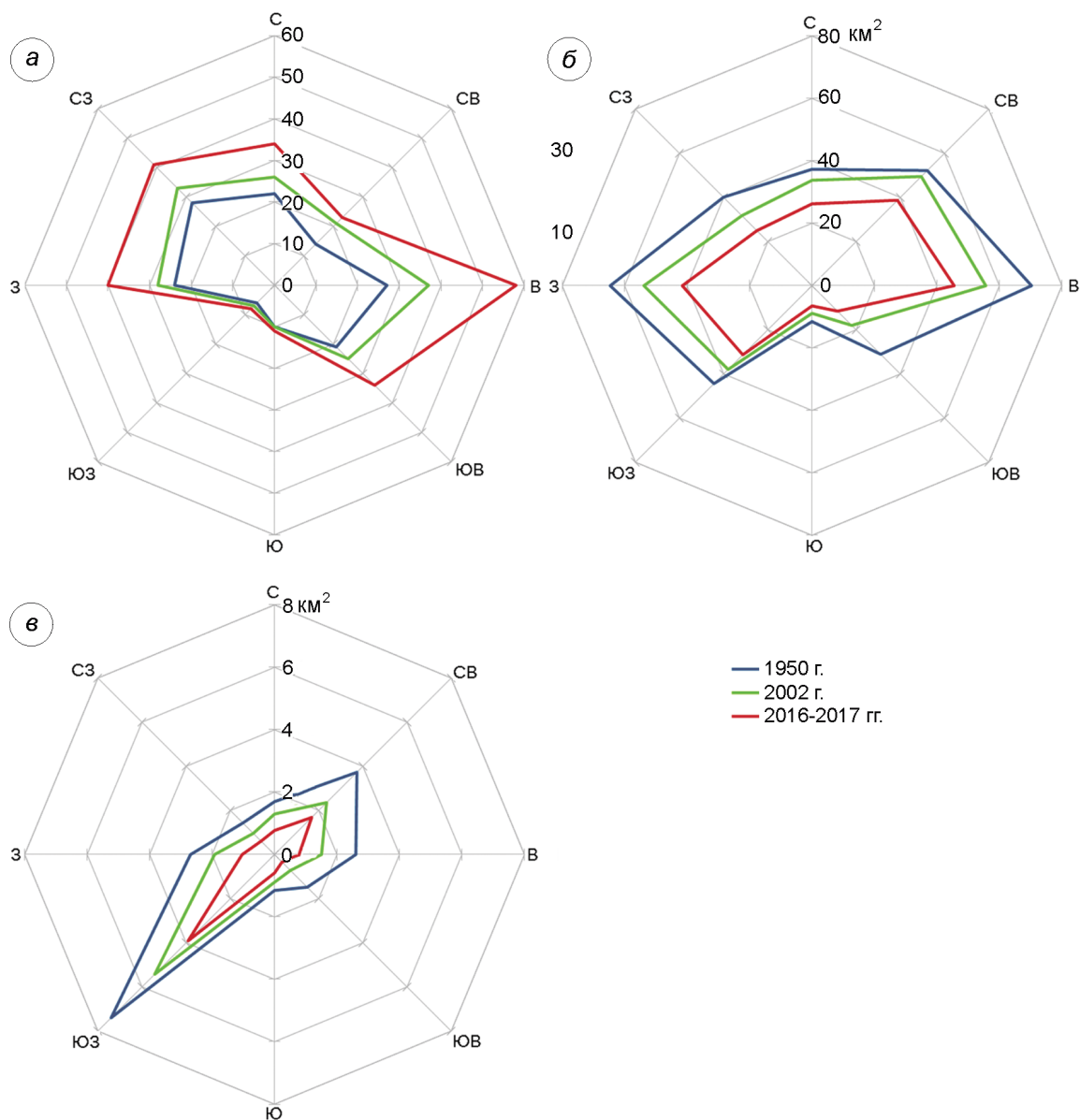


Рис. 3. Изменение числа (а), площади (б) и средних размеров (в) ледников северной части Срединного хребта, зарегистрированных в Каталоге ледников [10], с 1950 по 2016–2017 гг.

Fig. 3. Change in quantity (a), area (b), and average size (v) of glaciers in the northern part of the Middle Range, recorded in the Catalog of glaciers [10], from 1950 to 2016–2017

современных снимках Sentinel-2 (табл. 3). Общее сокращение площади зарегистрированных в работе [17] ледников, идентифицированных на современных спутниковых снимках Sentinel-2, за данный период равно $88,1 \text{ км}^2$, или $26,0\%$, что составляет в среднем $5,87 \text{ км}^2$, или $1,73\%$ исходной площади ледников в год. Из табл. 3 видно, что относительное сокращение площади ледников в районе исследований обратно пропорционально их размерам. Менее всего (на $12,3\%$) сократились

самые крупные ледники площадью более 5 км^2 . Наибольшее сокращение (на $68,5\%$) претерпели самые мелкие ледники площадью менее $0,1 \text{ км}^2$.

Дополнительно проведено исследование сокращения оледенения с 2002 по 2016–2017 гг. по высотным зонам (рис. 4). Большая часть оледенения северной части Срединного хребта ($76,6\%$ в 2002 г. и $77,4\%$ в 2016–17 гг.) сосредоточена в высотном диапазоне $1200–1800 \text{ м}$. На эти же высоты приходятся основные потери площади

Таблица 3. Изменение числа и площади ледников северной части Срединного хребта, зарегистрированных в работе [17], с 2002 по 2016–2017 гг.

Размер ледников в 2016–2017 гг., км ²	Число ледников		Площадь ледников, км ²		Изменение площади ледников с 2002 по 2016–2017 гг., км ² /%
	2002 г.	2016–2017 гг.	2002 г.	2016–2017 гг.	
> 5	8	17	128,4±7,1	112,6±3,7	–15,8/–12,3
2–5	16	23	59,1±5,3	46,5±2,7	–12,6/–21,3
1–2	22	34	41,4±4,6	30,2±2,2	–11,2/–27,1
0,5–1	29	43	33,3±3,9	21,1±1,9	–12,2/–36,6
0,1–0,5	154	194	59,8±10,8	35,0±4,9	–24,8/–41,5
< 0,1	115	122	16,8±4,3	5,3±1,4	–11,5/–68,5
<i>Всего</i>	344	433	338,8±36,0	250,7±16,8	–88,1/–26,0

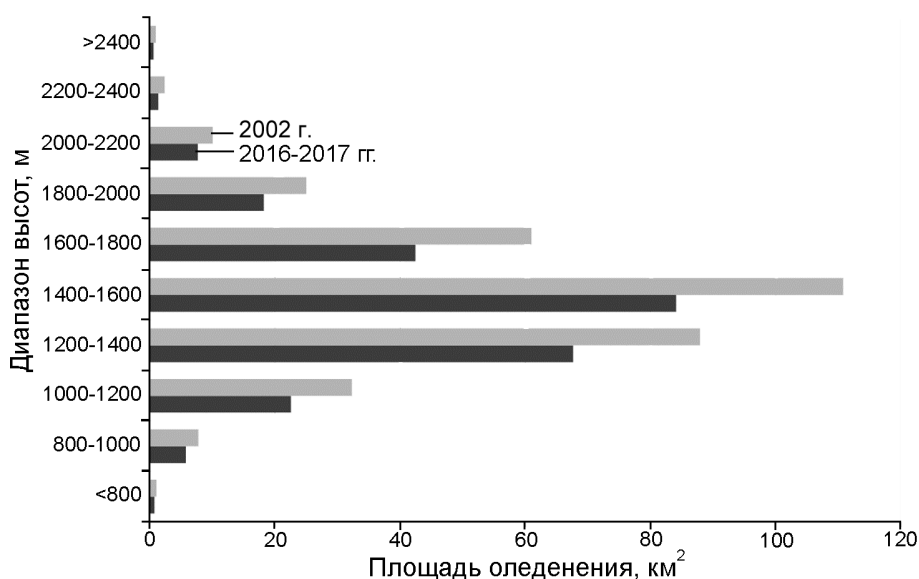


Рис. 4. Высотное распределение площади оледенения северной части Срединного хребта в 2002 и 2016–2017 гг.
Fig. 4. Altitude distribution of glaciation area in the northern part of the Middle Range in 2002 and 2016–2017

оледенения в период с 2002 по 2016–2017 гг. — 65,5 км² (25,2%) при общем сокращении ледников за данный период на 88,1 км². Доля оледенения, расположенного здесь ниже 800 м, составляет около 0,3%. Малая площадь оледенения на высотах выше 2000 м обусловлена меньшими высотами основной части горного массива Острая–Хувхойтун.

Обсуждение результатов

Для определения причин сокращения ледников в северной части Срединного хребта были исследованы климатические изменения, произошедшие здесь в 1950–2018 гг. Для этого анализировались находящиеся в открытом доступе

данные наблюдений на ближайших ГМС с относительно длинными рядами наблюдений — Оссора (3 м над ур. моря) и Ключи (28 м над ур. моря) (см. рис. 1). Анализировались средние летние (с июня по август) температуры приземного слоя воздуха [20] за 1950–2018 гг. и суммы осадков с устранением погрешностей осадкомерных приборов [21] с октября по май (период аккумуляции на ледниках Камчатки) за 1950–2015 гг. для ГМС Ключи и за 1959–2015 гг. для ГМС Оссора. Средние летние температуры воздуха в районе исследований после 2000 г. были существенно выше, чем до 2000 г. (рис. 5, а, б). Их значения для ГМС Ключи с осреднением по пятилетним временным интервалам с 2000 г. не опускались ниже 14 °С, чего не было ни для одного пятилетнего интервала до 2000 г. На ГМС Оссора с середины 2000-х

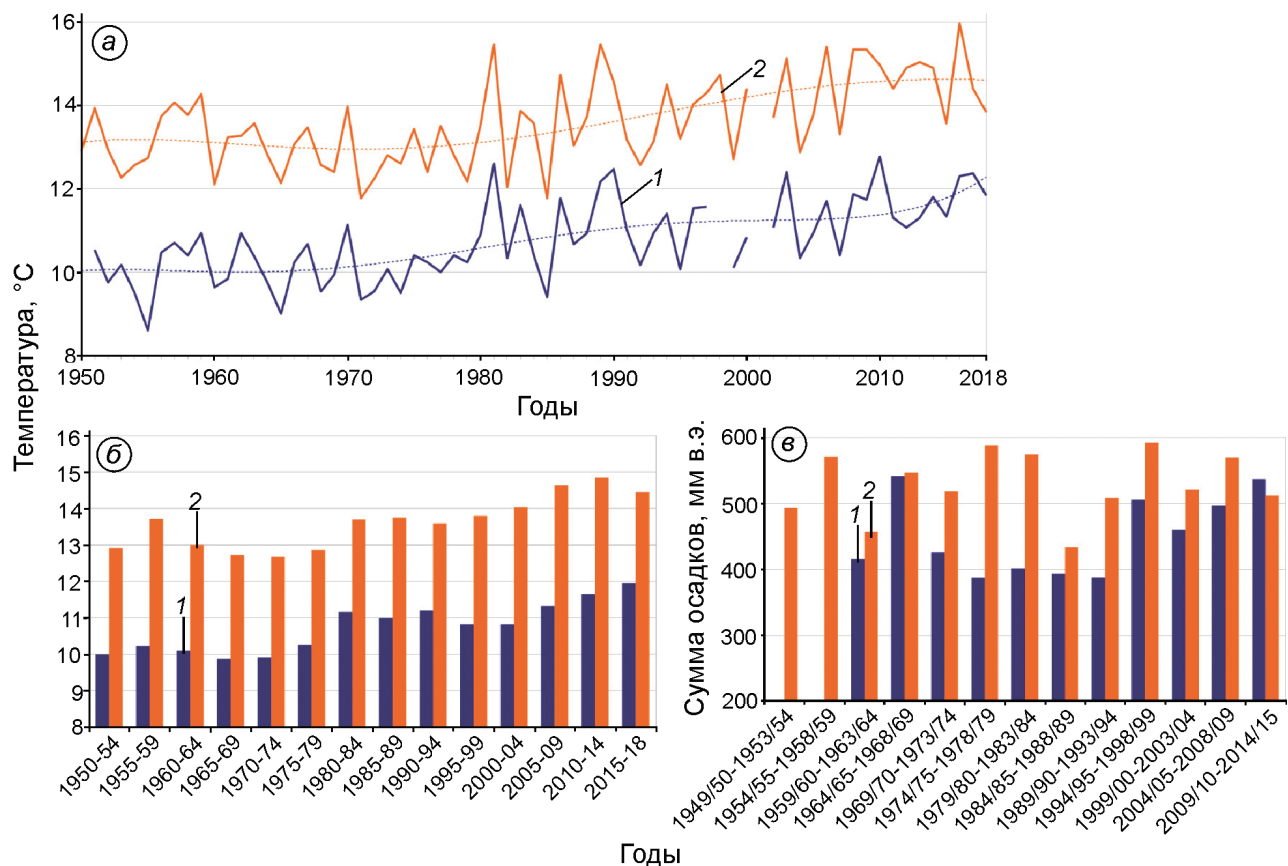


Рис. 5. Средние летние температуры воздуха (а) и их тренды (полином 5-й степени), в том числе с усреднением по пяти годам (б), и суммы осадков с октября по май с усреднением по пяти годам (в) на метеостанциях Оссора (1) и Ключи (2)

Fig. 5. Average summer air temperatures (a) and their trends (polynomial of the 5th degree), including averaging over five years (b), and precipitation from October to May averaged over five years (c) at weather stations Ossora (1) and Kluchi (2)

годов прослеживается существенный рост летних температур воздуха по сравнению с 1980-ми, 1990-ми и началом 2000-х годов.

Дополнительно проанализированы изменения средних летних температур воздуха в период современного потепления (с 1989 г.) по сравнению с базовым периодом 1951–1980 гг. Выбор данных периодов обоснован в работах [3, 26]. На ГМС Ключи и Оссора средние летние температуры воздуха, осреднённые за 1989–2018 гг., по сравнению с 1951–1980 гг. выросли на 1,3 °C. На находящейся на побережье Охотского моря к северо-западу от района исследований ГМС Усть-Воямполка (58°31' с.ш., 159°10' в.д.) средние летние температуры воздуха, осреднённые за 1989–2006 гг., по сравнению с 1951–1980 гг. повысились на 0,6 °C [8]. Осреднённое количество осадков, выпадающих с октября по май, в 1989–2015 гг. по сравнению с 1951–1980 гг. на ГМС Ключи (см.

рис. 5, в) практически не изменилось. Похожая картина наблюдается при сравнении периода 2000–2015 гг. с 1980–1990 гг. (рост на 0,5%). На ГМС Оссора, напротив, наблюдается явный рост количества выпадающих в холодный период осадков, он составил 13,3% за период 1989–2015 гг. по сравнению с 1959–1980 гг. и 19,5% за период 2000–2015 гг. по сравнению с 1980–90-ми годами. На ГМС Усть-Воямполка осреднённые суммы осадков с октября по май за период 1989–2006 гг. были на 20,8% меньше, чем в 1966–1980 гг. [8].

Приведённые данные позволяют сделать вывод о климатических причинах сокращения оледенения северной части Срединного хребта во второй половине XX и начале XXI вв. Главная причина – повышение летних температур воздуха. Увеличение количества выпадающих твёрдых осадков в северо-восточной части района исследований, судя по полученным результатам, не ком-

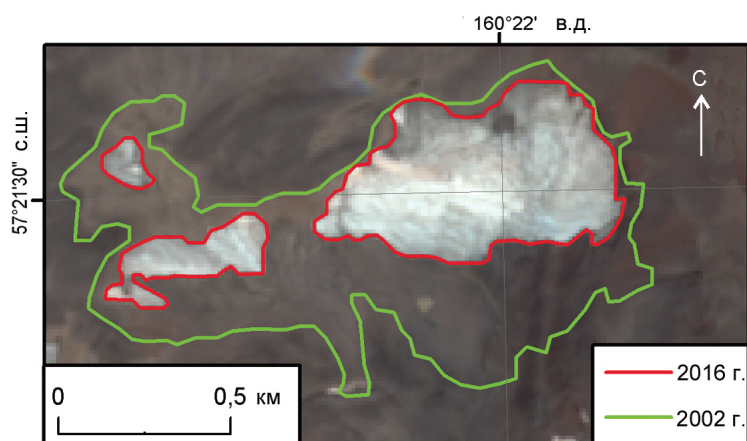


Рис. 6. Ледник № 115 в 2002 и 2016 гг.
В подложке — спутниковый снимок Sentinel-2 от 19.08.2016 г.

Fig. 6. Glacier No 115 in 2002 and 2016.
On the background — the space imagery Sentinel-2 19.08.2016

пенсирует увеличение летнего таяния. Обращает на себя внимание резкий рост скорости сокращения оледенения здесь в начале XXI в. — с 0,34% площади в год в 1950–2002 гг. до 1,45% площади в год в период с 2002 по 2016–2017 гг. для ледников, зарегистрированных в Каталоге [10]. Он происходил в условиях ускорившегося роста летних температур воздуха и активного процесса распада ледников на фрагменты меньшего размера.

На рис. 6 приведён пример ледника (№ 115), распавшегося в период 2002–2016 гг. на три фрагмента. При этом его площадь сократилась с 0,9 км² в 2002 г. до 0,4 км² в 2016 г., т.е. более чем вдвое. Особенность данного ледника — небольшая вертикальная протяжённость, всего около 200 м. Вероятно, это — основная причина стремительного сокращения его площади в условиях повышения летних температур. Рост летних температур, зафиксированный на ближайших ГМС, мог привести к подъёму границы питания ледника выше его верхней точки, т.е. к практически полному исчезновению его области питания (что видно на рис. 6).

Резкое ускорение процесса распада ледников в начале XXI в. может свидетельствовать о том, что к концу XX в. их нижние части стали истончёнными. Дальнейшее понижение поверхности за счёт абляции, усилившейся в результате повышения летних температур воздуха, привело к масштабному вытаяванию элементов подлёдного рельефа и фрагментации ледников (как на рис. 6). Из-за труднодоступности района исследований это предположение пока не подтверждено опубликованными данными полевых наблюдений. Однако подобные события наблюдались на горных ледниках западной

части Земли Норденшельда (архипелаг Шпицберген), где активизация распада ледников была зафиксирована многолетними полевыми наблюдениями, а скорость сокращения оледенения увеличилась с 0,49% площади в год в период с 1936 по 2002–2004 гг. (0,51% площади в год в период с 1990 по 2002–2004 гг.) до 1,67% площади в год в период с 2002–2004 по 2016–2017 гг. [27], т.е. в 3,4 раза. Близкая к этим значениям скорость сокращения площади оледенения (1,54% в год) установлена на Полярном Урале в период 2000–2018 гг. [28]. Она возросла примерно вдвое по сравнению со скоростью сокращения площади ледников в период 1953–2000 гг.

Похожее увеличение скорости сокращения оледенения наблюдается и в горных районах умеренных широт Северного полушария. Так, на Северо-Чуйском хребте (Алтай) она возросла с 0,37% площади в год в период 1968–2008 гг. до 1,21% площади в год в 2008–2017 гг. [6], т.е. в 3,3 раза. Оледенение Бернских, Пеннинских и Грайанских Альп в 2000–2014 гг. сокращалось со скоростью около 1,8% площади в год [2]. Разница в скорости сокращения площади ледников северной части Срединного хребта, зарегистрированных в Каталоге [10] и в работе [17], составляет 1,45 и 1,73% площади в год соответственно в период с 2002 по 2016–17 гг. и объясняется существенно большей выборкой в работе [17]. Из 190 ледников, не зарегистрированных в Каталоге [10] и учтённых в работе [17], 171 ледник имел площадь, не превышающую 0,5 км². Ледники таких размеров характеризуются наибольшими скоростями сокращения площади, что подтверждается результатами настоящего (см. табл. 2) и предыдущих [3, 4, 17, 28] исследований.

Заключение

Северная часть Срединного хребта — крупнейший район оледенения Камчатки по числу и площади ледников. По состоянию на 2016–2017 гг. его оледенение насчитывало 465 ледников общей площадью около 255 ± 17 км². Наиболее распространённые морфологические типы ледников — каровые, склоновые и карово-долинные (см. табл. 1). По площади преобладают карово-долинные и перемётно-долинные. Большая часть площади ледников района (77,4%) сосредоточена в высотном диапазоне 1200–1800 м над ур. моря.

Анализ изменений ледников со времени каталогизации в середине XX в. показал, что тенденция к сокращению их размеров, установившаяся во второй половине XX в., сохраняется и в настоящее время. Площадь ледников и их средние размеры продолжают сокращаться (см. рис. 3, б, в), а их число увеличивается за счёт распада ледников (см. рис. 3, а). При этом процессы сокращения площади ледников и их фрагментации существенно ускорились с 2002 по 2016–2017 гг. по сравнению с 1950–2002 гг. Так, ледники, зарегистрированные в Каталоге ледников СССР [10], потеряли 62,2 км² площади в 1950–2002 гг. и примерно столько же (63,0 км²)

в период с 2002 по 2016–2017 гг., т.е. такую же площадь, но за период в 3,5 раза меньше.

Относительное сокращение площади ледников обратно пропорционально их размерам. Наименьшее сокращение с 1950 г. претерпели наиболее крупные (более 5 км²) ледники, а наибольшее — небольшие ледники площадью менее 0,1 км² (см. табл. 2). Более всего с 1950 по 2016–2017 гг. сократились ледники юго-восточной и южной экспозиций (см. рис. 3, б), менее всего — северо-восточной, юго-западной и северной. Продолжение и ускорение в XXI в. сокращения ледников северной части Срединного хребта объясняется ростом летних температур воздуха, ускорившимся в начале XXI в. Близкие скорости сокращения оледенения зафиксированы на Северо-Чуйском хребте (Алтай), в Альпах, на Полярном Урале и Земле Норденшельда (архипелаг Шпицберген).

Благодарности. Статья подготовлена по теме Государственного задания № 0148-2019-0004 (AAAA-A19-119022190172-5).

Acknowledgments. The paper includes the results obtained withing the framework of the research project № 0148-2019-0004 (AAAA-A19-119022190172-5).

Литература

1. Paul F., Arnaud Y., Ranzi R., Rott H. European Alps. Chapter 20 in: Global Land Ice Measurements from Space. Chichester, UK: Spriger, Praxis Publishing, 2014. P. 439–463. doi: 10.1007/978-3-540-79818-7.
2. Sommer C., Malz P., Seehaus T.C., Lippl S., Zemp M., Braun M.H. Rapid glacier retreat and downwasting throughout the European Alps in the early 21st century // Nature Communications. 2020. V. 11. № 3209. doi: 10.1038/s41467-020-16818-0.
3. Котляков В.М., Хромова Т.Е., Носенко Г.А., Попова В.В., Чернова Л.П., Муравьев А.Я., Рототаева О.В., Никитин С.А., Зверкова Н.М. Современные изменения ледников горных районов России. М.: Т-во научных изданий КМК, 2015. 288 с.
4. Khromova T., Nosenko G., Nikitin S., Muraviev A., Popova V., Chernova L., Kidyayeva V. Changes in the mountain glaciers of continental Russia during the twentieth to twenty-first centuries // Regional Environmental Change. 2019. V. 19. № 5. P. 1229–1247. doi: 10.1007/s10113-018-1446-z.
5. Носенко Г.А., Никитин С.А., Хромова Т.Е. Изменение площади и объёма ледников Горного

References

1. Paul F., Arnaud Y., Ranzi R., Rott H. European Alps. Chapter 20 in: Global Land Ice Measurements from Space. Chichester, UK: Spriger, Praxis Publishing, 2014: 439–463. doi: 10.1007/978-3-540-79818-7.
2. Sommer C., Malz P., Seehaus T.C., Lippl S., Zemp M., Braun M.H. Rapid glacier retreat and downwasting throughout the European Alps in the early 21st century. Nature Communications. 2020, 11 (3209). doi: 10.1038/s41467-020-16818-0.
3. Kotlyakov V.M., Khromova T.Y., Nosenko G.A., Popova V.V., Chernova L.P., Muraviev A.Y., Rototaeva O.V., Nikitin S.A., Zverkova N.M. *Sovremennye izmeneniya lednikov gornyykh raionov Rossii*. Recent glacier changes in mountain regions of Russia. Moscow: KMK Scientific Press, 2015: 288 p. [In Russian].
4. Khromova T., Nosenko G., Nikitin S., Muraviev A., Popova V., Chernova L., Kidyayeva V. Changes in the mountain glaciers of continental Russia during the twentieth to twenty-first centuries. Regional Environmental Change. 2019, 19 (5): 1229–1247. doi: 10.1007/s10113-018-1446-z.
5. Nosenko G.A., Nikitin S.A., Khromova T.E. Glacier area and volume changes in the Mountain Altai (Russia)

- Алтая (Россия) с середины XX в. по данным космических съёмок // *Лёд и Снег*. 2014. № 2 (126). С. 5–13. doi: 10.15356/2076-6734-2014-2-5-13.
6. Торопов П.А., Алешина М.А., Носенко Г.А., Хромова Т.Е., Никитин С.А. Современная деградация горного оледенения Алтая, её последствия и возможные причины // *Метеорология и гидрология*. 2020. № 5. С. 118–130.
 7. Осипов Э.Ю., Ашметьев А.Ю., Осипова О.П., Клевцов Е.В. Новая инвентаризация ледников в юго-восточной части Восточного Саяна // *Лёд и Снег*. 2013. № 3 (123). С. 45–54. doi: 10.15356/2076-6734-2013-3-45-54.
 8. Муравьев А.Я. Колебания ледников Камчатки во второй половине XX – начале XXI вв.: Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. М.: Ин-т географии РАН, 2017. 23 с.
 9. Fountain A.G., Basagic H.J. IV, Cannon C., Devisser M., Hoffman M.J., Kargel J.S., Leonard G.J., Thorneykroft K., Wilson S. Glaciers and perennial snowfields of the U.S. Cordillera // *Global Land Ice Measurements from Space*. Chichester, UK: Spriger, Praxis Publishing, 2014. P. 385–408. doi: 10.1007/978-3-540-79818-7.
 10. Виноградов В.Н. Каталог ледников СССР. Т. 20. Ч. 2–4. Л.: Гидрометеиздат, 1968. 75 с.
 11. Муравьев А.Я., Муравьев Я.Д. Колебания ледников Ключевской группы вулканов во второй половине XX – начале XXI века // *Лёд и Снег*. 2016. Т. 56. № 4. С. 480–492. doi: 10.15356/2076-6734-2016-4.
 12. Виноградов В.Н., Огородов Н.В. Вулканы и ледники северной части Срединного хребта // *Вопросы географии Камчатки*. 1966. № 4. С. 70–85.
 13. Отчет Института вулканологии АН СССР «Динамика современного оледенения и взаимодействие с вулканизмом» / Руководитель темы и отв. исполнитель В.Н. Виноградов. Петропавловск-Камчатский: Ин-т вулканологии АН СССР, 1982. 333 с.
 14. 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: 10.7265/N5-RGI-60.
 15. Кондратиук В.И. Климат Камчатки. М.: Гидрометеиздат, 1974. 204 с.
 16. Атлас снежно-ледовых ресурсов мира. Т. 1. М: изд. РАН, 1997. 392 с.
 17. Муравьев А.Я., Носенко Г.А. Изменения оледенения северной части Срединного хребта на Камчатке во второй половине XX в. // *Лёд и Снег*. 2013. № 2 (122). С. 5–11. doi: 10.15356/2076-6734-2013-2-5-11.
 18. Porter C., Morin P., Howat I., Noh M.-J., Bates B., Peterman K., Keeseey S., Schlenk M., Gardiner J., Tomko K., Willis M., Kelleher C., Cloutier M., Husby E., Foga S., Nakamura H., Platson M., Wethington M.Jr., since the mid-twentieth century from space imagery data. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2014, 2 (126): 5–13. doi: 10.15356/2076-6734-2014-2-5-13. [In Russian].
 6. Toropov P.A., Aleshina M.A., Nosenko G.A., Khromova T.Y., Nikitin S.A. Modern Deglaciation of the Altai Mountains: Effects and Possible Causes. *Russian Meteorology and Hydrology*. 2020, 45 (5): 368–376. doi: 10.3103/S1068373920050088.
 7. Osipov E.Y., Ashmetiev A.Y., Osipova O.P., Klevtsov E.V. New inventory of glaciers in southeastern part of the Eastern Sayan Mountains. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2013, 3 (123): 45–54. doi: 10.15356/2076-6734-2013-3-45-54. [In Russian].
 8. Muraviev A.Ya. *Kolebaniya lednikov Kamchatki vo vtoroy polovine XX – nachale XXI vekov*. Fluctuations in the glaciers of Kamchatka in the second half of the XX – the beginning of the XXI century. PhD-thesis. Moscow: Institute of Geography RAS, 2017: 23 p. [In Russian].
 9. Fountain A.G., Basagic H.J. IV, Cannon C., Devisser M., Hoffman M.J., Kargel J.S., Leonard G.J., Thorneykroft K., Wilson S. Glaciers and perennial snowfields of the U.S. Cordillera. *Global Land Ice Measurements from Space*. Chichester, UK: Spriger, Praxis Publishing, 2014: 385–408. doi: 10.1007/978-3-540-79818-7.
 10. Vinogradov V.N. *Katalog lednikov SSSR*. USSR Glacier Inventory. V. 20. Parts 2–4. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1968: 75 p. [In Russian].
 11. Muraviev A. Ya., Muraviev Ya. D. Fluctuations of glaciers of the Klyuchevskaya group of volcanoes in the 20th –21st centuries. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2016, 56 (4): 480–492. doi: 10.15356/2076-6734-2016-4. [In Russian].
 12. Vinogradov V.N., Ogorodov N.V. Volcanoes and glaciers northern part of the Central Range. *Voprosy Geographii Kamchatki*. Geographical issues of Kamchatka, 1966, 4: 70–85. [In Russian].
 13. *Otchot Instituta vulkanologii AN SSSR «Dinamika sovremen-nogo oledeneniya i vzaimodeistvie s vulkanizmom»*. Report of the Institute of Volcanology, USSR Academy of Sciences «Dynamics of modern glaciation and interaction with volcanism». Theme Leader and Executive V.N. Vinogradov. Petropavlovsk-Kamchatsky, 1982: 333 p. [In Russian].
 14. 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: 10.7265/N5-RGI-60.
 15. Kondratiuk V.I. *Klimat Kamchatki*. Climate of Kamchatka. Moscow: Hydrometeoizdat, 1974: 204 p. [In Russian].
 16. World Atlas of Snow and Ice Resources. V. 1. Moscow: Russian Academy of Sciences, 1997: 392 p.
 17. Muraviev A. Ya, Nosenko G.A. Glaciation change in the northern part of the Middle Range on the Kamchatka Peninsula in the second half of the XX century // *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2013, 2 (122): 5–11. doi: 10.15356/2076-6734-2013-2-5-11. [In Russian].
 18. Porter C., Morin P., Howat I., Noh M.-J., Bates B., Peterman K., Keeseey S., Schlenk M., Gardiner J., Tomko K., Wil-

- Williamson C., Bauer G., Enos J., Arnold G., Kramer W., Becker P., Doshi A., D'Souza C., Cummins P., Laurier F., Bojesen M. 2018, «ArcticDEM», Harvard Dataverse, V1. doi: 10.7910/DVN/OHHUKH. Архив данных от 29.08.2018–30.08.2018.
19. NASA/METI/AIST/Japan Spacesystems, and U.S./Japan. ASTER Science Team. ASTER Global Digital Elevation Model V003. 2018, distributed by NASA EOSDIS Land Processes DAAC. doi: 10.5067/ASTER/ASTGTM.003.
20. Булыгина О.Н., Разуваев В.Н., Трофименко Л.Т., Швеиц Н.В. Описание массива данных среднемесячной температуры воздуха на станциях России. Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2014621485. <http://meteo.ru/data/156-temperature>.
21. Электронный ресурс: <https://meteo.ru/data/506-mesyachnye-summy-osadkov-s-ustraneniem-sistematicheskikh-pogreshnostej-osadkomernykh-priborov> (дата обращения 28.03.2020 г.).
22. Raup B., Khalsa S.J.S. GLIMS data analysis tutorial. 2010. 15 p. http://www.glims.org/MapsAndDocs/as-sets/GLIMS_Analysis_Tutorial_a4.pdf
23. SENTINEL 2 Data Quality Report. ESA. Ref. S2-PDGS-MPC-DQR. 2020. Is. 51. 50 p. https://sentinel.esa.int/documents/247904/685211/Sentinel-2_L1C_Data_Quality_Report
24. Руководство по составлению Каталога ледников СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1966. 154 с.
25. Гляциологический словарь / Под ред. В.М. Котлякова. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 528 с.
26. Шмакин А.Б., Попова В.В. Динамика климатических экстремумов в Северной Евразии в конце XX века // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2006. Т. 42. № 2. С. 157–166.
27. Чернов Р.А., Муравьев А.Я. Современные изменения площади ледников западной части Земли Норденшельда (архипелаг Шпицберген) // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 4. С. 462–472. doi: 10.15356/2076-6734-2018-4-462-472.
28. Носенко Г.А., Муравьев А.Я., Иванов М.Н., Синицкий А.И., Кобелев В.О., Никитин С.А. Реакция ледников Полярного Урала на современные изменения климата // Лёд и Снег. 2020. Т. 60. № 1. С. 42–57. doi: 10.31857/S2076673420010022.
- lis M., Kelleher C., Cloutier M., Husby E., Foga S., Nakamura H., Platson M., Wethington M.Jr., Williamson C., Bauer G., Enos J., Arnold G., Kramer W., Becker P., Doshi A., D'Souza C., Cummins P., Laurier F., Bojesen M. 2018, «ArcticDEM», Harvard Dataverse, V1. doi: 10.7910/DVN/OHHUKH. Archive of data from 29.08.2018–30.08.2018.
19. NASA/METI/AIST/Japan Spacesystems, and U.S./Japan ASTER Science Team. ASTER Global Digital Elevation Model V003. 2018, distributed by NASA EOSDIS Land Processes DAAC. doi: 10.5067/ASTER/ASTGTM.003.
20. Buligina O.N., Razuvaev V.N., Trofimenko L.T., Shvets N.V. *Opisanie massiva dannykh srednemesyachnoi temperatury vozdukh na stantsiyakh Rossii*. Description of the data array of average monthly air temperature at stations in Russia. Certificate of state registration of the database № 2014621485. <http://meteo.ru/data/156-temperature>.
21. <https://meteo.ru/data/506-mesyachnye-summy-osadkov-s-ustraneniem-sistematicheskikh-pogreshnostej-osadkomernykh-priborov> (last visited 28.03.2020).
22. Raup B., Khalsa S.J.S. GLIMS data analysis tutorial. 2010: 15 p. http://www.glims.org/MapsAndDocs/as-sets/GLIMS_Analysis_Tutorial_a4.pdf.
23. SENTINEL 2 Data Quality Report. ESA. Ref. S2-PDGS-MPC-DQR. 2020. Is. 51: 50 p. https://sentinel.esa.int/documents/247904/685211/Sentinel-2_L1C_Data_Quality_Report.
24. *Rukovodstvo po sostavleniyu Kataloga lednikov SSSR*. USSR Glacier Inventory guide. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1966: 154 p. [In Russian].
25. *Glyachiologichesky slovar'*. Glaciological glossary. Ed. by V.M. Kotlyakov. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1984: 528 p. [In Russian].
26. Shmakin A.B., Popova V.V. Dynamics of climate extremes in Northern Eurasia in the late 20th century. *Izvestiya. Atmospheric and Oceanic Physics*. 2006, 42 (2): 138–147. doi: 10.1134/S0001433806020022.
27. Chernov R.A., Muraviev A.Y. Contemporary changes in the area of glaciers in the western part of the Nordenskjold Land (Svalbard). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2018, 58 (4): 462–472. doi: 10.15356/2076-6734-2018-4-462-472. [In Russian].
28. Nosenko G.A., Muraviev A.Y., Ivanov M.N., Sinitsky A.I., Kobelev V.O., Nikitin S.A. Response of the Polar Urals glaciers to the modern climate changes. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2020, 60 (1): 42–57. doi: 10.31857/S2076673420010022. [In Russian].

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И СНЕЖНЫЕ ЛАВИНЫ

УДК 551.578.46 (571.56)

doi: 10.31857/S2076673420040056

Отрицательные аномалии редокс-потенциала в снежном покрове селитебных зон (на примере г. Якутск)

© 2020 г. В.Н. Макаров

Институт мерзлотоведения Сибирского отделения РАН, Якутск, Россия
vnmakarov@mpi.ysn.ru

Negative anomalies of the redox (reduction-oxidation) potential in the snow cover of residential areas (Yakutsk as an example)

V.N. Makarov

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

Received January 31, 2020 / Revised April 27, 2020 / Accepted June 10, 2020

Keywords: ecology, geochemistry, oxygen, redox potential, residential areas, snow cover.

Summary

One of the significant environmental factors of the environments of Northern cities is the specificity of the oxygen regime of the atmosphere. The main air pollutants and oxygen absorbents are industrial enterprises and automobile transport. Snow cover serves as a natural accumulator of precipitation and other fall-outs from the atmosphere and, thus, an indicator of atmospheric pollution. The constancy of the ratio of oxygen in the atmospheric air and snow cover allows us qualitative assessing of the change in the concentration of oxygen in the atmosphere during the cold season by the value of the redox potential-Eh of snowmelt waters. In the second half of March 2016–2019, a geochemical study of snow cover was conducted on the territory of the city of Yakutsk and its environs. In areas of the city with a high level of air pollution, the presence of negative anomalies of the redox potential of the snow cover – melt snow waters had been established. It was found that the greatest influence on the decrease in the Eh value of snowmelt water is exerted by dustiness of the air, and the content of chlorides and carbonates. These negative anomalies of the redox potential in snowmelt waters on the territory of the city are associated with technogenic areas of macro- and micro-components of the snow chemical composition, alkaline pH values, and dust emissions into the atmosphere. On the territory of Yakutsk, the values of the redox potential of the snow cover decrease, on average, by 134 mV relative to the background values, while in the areas where polluting objects are located – by 200–250 mV.

Citation: Makarov V.N. Negative anomalies of the redox (reduction-oxidation) potential in the snow cover of residential areas (Yakutsk as an example). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2020. 60 (4): 513–520. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673420040056.

Поступила 31 января 2020 г. / После доработки 27 апреля 2020 г. / Принята к печати 10 июня 2020 г.

Ключевые слова: геохимия, кислород, редокс-потенциал, селитебные зоны, снежный покров, экология.

Установлено формирование отрицательных аномалий редокс-потенциала в снежном покрове селитебных зон. В талых водах снежного покрова эти аномалии чётко коррелируют с загрязнителями окружающей среды и могут использоваться для оценки санитарного состояния зимней атмосферы селитебных и промышленных зон.

Введение

В городской атмосфере существует много факторов, негативно влияющих на здоровье человека: более высокая (относительно окружающей территории) температура воздуха, загрязнённость атмосферы газами (оксидами углерода

и азота, диоксидами серы) и взвешенными частицами. Один из важнейших факторов для здоровья горожан – содержание кислорода в атмосферном воздухе. В привычной для нас обстановке объёмное содержание кислорода в атмосфере составляет около 21%. Как человек, так и животные чутко реагируют даже на незначительное уменьшение в

атмосфере кислорода: в их поведенческих реакциях наблюдается ослабление жизненных функций. Длительное пребывание организма в среде с пониженным парциальным давлением кислорода вызывает ряд приспособленческих сдвигов функций дыхания, что вызывает компенсаторные перестройки организма [1, 2]. Для приполярных районов Сибири и Дальнего Востока существует специфика кислородного режима атмосферы, известная как синдром «полярного напряжения» [3] или «полярная гипоксия» [4]. Именно поэтому важно иметь представление о концентрации кислорода в атмосфере северных селитебных зон, когда ослабление жизненных функций организма, связанное с природной спецификой кислородного режима атмосферы, часто возрастает из-за «кислородного голодания», вызванного техногенным воздействием.

Величина редокс-потенциала природных вод (талой снеговой воды) зависит в основном от содержания в атмосферном воздухе важнейшего окислителя — кислорода. Зная концентрацию кислорода в зимнем атмосферном воздухе селитебных и промышленных зон северных районов, а следовательно, и санитарное состояние атмосферы, можно установить величину редокс-потенциала (окислительно-восстановительного потенциала) — E_h снежного покрова. Цель настоящего исследования — изучение возможности использования показателей редокс-потенциала снежного покрова для оценки специфики кислородного режима атмосферы северного города (Якутск), вызванного техногенным воздействием.

Методы исследования

Пробы снега для геохимических исследований отбирали на территории г. Якутск и в его окрестностях во второй половине марта 2016–2019 гг. до начала снеготаяния. Пробы, взятые с помощью цилиндрического стеклянного пробоотборника (без снятия 1,5 см снега у почвы) помещали в полиэтиленовые пакеты. В каждом пункте проводили 5–6 измерений толщины снега, определялась также его плотность, измерялась температура воздуха и снега (на поверхности и на почве). Пробы поступали в лабораторию ежедневно после отбора. Плавление проб вели при комнатной температуре 20 °С непосредственно перед анализом. Химический анализ снеговой воды выполнен в лабо-

ратории геохимии криолитозоны ИМЗ СО РАН (аналитики Л.Ю. Бойцова и О.В. Шепелева). Редокс-потенциал измеряли электродом ЭРП-101 на ионометрическом преобразователе И-500 (ЗАО КРИСМАС+). Диапазон измерений E_h — от –2000 до +2000 мВ, дискретность показателей — 0,1 мВ, абсолютная погрешность — $\pm 0,7$ мВ.

Описание района

Город Якутск расположен в среднем течении р. Лена, в широкой долине Туймаада, и протягивается вдоль левого берега реки на 20 км. Это — крупнейший и старейший город в мире, лежащий в сплошной криолитозоне. В настоящее время город активно развивается. Если в 2000 г. численность населения составляла 195 тыс., то в 2020 г. она увеличилась до 328 тыс. Основные отрасли экономики, загрязняющие атмосферу на территории города, — жилищно-коммунальное хозяйство, транспорт и промышленность. Объём выбросов загрязняющих веществ от стационарных источников в Якутске составляет около 13 тыс. т в год, от транспорта — примерно 34 тыс. т в год. В северной и южной частях города находятся промышленные, жилищно-коммунальные, топливно-энергетические и сельскохозяйственные предприятия. Наиболее загрязнён воздух в северном промышленном районе, где, помимо интенсивного движения автотранспорта, значительный вклад вносят предприятия теплоэнергетики и индустрии.

Планировочная структура города — радиально-кольцевая. Частая сетка улиц образует значительное число небольших по площади кварталов (от 2 до 8 га). Проезжая часть улиц в основном приподнята. Характер застройки — неровный: на окраинах города это преимущественно одно- и двухэтажные строения, в центральной части — капитальная застройка каменными зданиями от 4–5 до 9–16 этажей.

Результаты и обсуждение

Оценка относительного содержания кислорода в зимней атмосфере города выполнена путём определения величины редокс-потенциала снежного покрова. Кислород — основной потенциалзадающий компонент талых снеговых вод. Постоянство

Таблица 1. Газовый состав градин, снега и атмосферного воздуха

Объект	CO ₂ /N ₂	O ₂ /N ₂	Ar/N ₂	Источник
Градины (Швейцария)	0,0200	0,293	0,0154	[10]
	0,0175	0,297	0,0164	
Снег, Антарктида	Не опр.	0,263	0,0118	[11]
Атмосфера	0,0038	0,268	0,0120	[12]

соотношения кислорода в атмосферном воздухе и снежном покрове позволяет оценить изменение концентрации O₂ в атмосфере по величине Eh снега. На территории Якутска отрицательные аномалии величины Eh (недостаток кислорода) хорошо идентифицируются с источниками загрязнения атмосферы и фиксируются на локальных площадях, приуроченных к промышленным предприятиям и частично к жилым кварталам.

Снег загрязняется уже в процессе своего образования, а затем при выпадении, когда снежинки захватывают и осаждают газы, аэрозольные и пылевые частицы взвешенных веществ из атмосферы. Снежный покров как естественный накопитель даёт действительную величину сухих и влажных выпадений в холодный сезон и может служить индикатором атмосферного загрязнения соединениями серы, азота, тяжёлыми металлами и другими компонентами [5–7]. В снежном покрове вокруг источников загрязнения воздуха (городов и промышленных центров) формируются комплексные геохимические аномалии. Предполагается, что в твёрдых атмосферных осадках растворено лишь незначительное количество воздуха. Однако известно, что сросшиеся кристаллы снега или кристаллы, происходящие из замёрзших капелек воды, могут содержать довольно высокие концентрации газообразных составляющих [8].

По мнению С. Мацуо и Я. Мияки [9], атмосферный воздух, растворённый в переохлаждённых водяных каплях, на контакте с ледяной поверхностью более других газов обогащён CO₂ и Ar и полностью заключён в ледяных кристаллах, поскольку переохлаждённые капли образуют их ядра. Измерения показали, что суммарное газовое содержание в снежных осадках невелико — порядка 1 млн на 1 кг. Газовая смесь обогащена углекислым газом [10]. В то же время соотношение кислорода и азота в снеге и атмосферном газе остаётся близким. Этот вывод подтверждают и результаты измерений образцов снега, взятых в Восточной Антарктиде (табл. 1).

Таблица 2. Содержание основных окислителей в атмосферных осадках промышленных городов и Якутска

Компоненты	Единицы измерения	Якутск	Промышленные города [13]	
			Пасадена, США	Стоктон-он-Тис, Великобритания
Население	тыс. чел.	328	135	290
H ₂ S	мг/м ³	0,01	Не опр.	
Fe		1,218	3,2	1,7
Mn		0,050	0,03	0,1
V		0,022	0,01	0,02
Cr		0,009	Не опр.	0,008
H ⁺	мг-моль/м ³	2,0·10 ⁻⁸	Не опр.	
pH		7,69		

Основываясь на данных о сохранении соотношения кислорода в атмосферном воздухе и газах снежного покрова, автор попытался качественно оценить концентрации кислорода в атмосфере в течение холодного времени года по изменению величины редокс-потенциала снежного покрова Якутска — относительно большого северного города с продолжительностью устойчивого снежного покрова 6,5 мес. Редокс-потенциал природных вод (талой снеговой воды) изменяется в районе Якутска в интервале 340–587 мВ и зависит преимущественно от содержания в атмосферном воздухе важнейшего окислителя — кислорода, так как концентрации других окислителей незначительны.

Существующее в атмосферном воздухе г. Якутск содержание сероводорода — около 0,01 (до 0,0072) мг/м³ — не влияет на понижение редокс-потенциала. Концентрации других окислителей (H, Fe, Mg и V) в атмосфере города относительно высоки (на уровне промышленных объектов, например, таких, как г. Стоктон-он-Тис в Великобритании, расположенный в пределах индустриальной территории, и г. Пасадена в США, известного высоким уровнем смога [13]), но недостаточны, чтобы повлиять на понижение величины Eh (табл. 2). Поэтому основным потенциалзадающим компонентом, определяющим окислительную обстановку среды в Якутске, служит кислород. Известно (В.В. Щербаков, 1968 г.) об увеличении положительных значений Eh с ростом содержания кислорода [14]. Между содержанием кислорода в природных водах и редокс-потенциалом наблюдается функциональная зависимость (рис. 1). Редокс-потенциал в снежном покрове города изменяется от 340

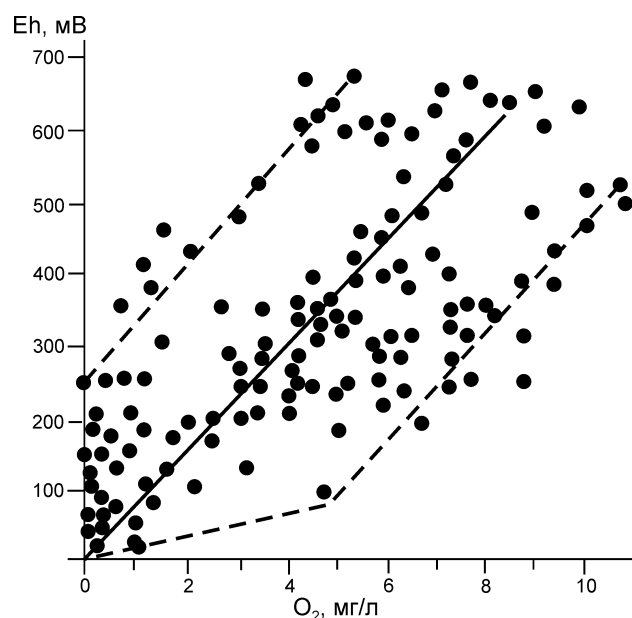


Рис. 1. Зависимость редокс-потенциала Eh от содержания кислорода O_2 в природных водах г. Якутск [14]
Fig. 1. Dependence of the redox potential Eh on the oxygen content O_2 in natural waters [14] of the city of Yakutsk

до 508 мВ. Фоновая концентрация значений Eh снега в окрестностях Якутска (долина Туймаада) за пределами техногенного воздействия составляет 579–587 мВ, в среднем – 583 мВ (табл. 3).

Для анализа большого объёма фактического материала, объективной оценки взаимосвязи Eh с химическим составом снежного покрова и повышения эффективности интерпретации полученных данных применялся факторный анализ – один из методов многомерной математической статистики. Были поставлены следующие задачи: 1) классификация признаков, т.е. химических элементов и соединений, связанных с величиной редокс-потенциала; 2) представление математической модели, т.е. уравнений, описывающих факторы (природные или антропогенные компоненты) по признакам; 3) основная задача – идентификация факторов на основании интерпретации факторных решений. Предварительное решение выполнено с помощью метода главных компонент. Затем эти решения уточнялись методом максимального правдоподобия и проверялась статистическая значимость получаемого решения как по числу оцениваемых факторов, так и по надёжности получаемого решения (для факторного решения был задан 99%-ый уровень значимости). По результатам факторного анализа проведена клас-

Таблица 3. Химический состав снежного покрова в г. Якутск и его окрестностях (2015–2016 гг.)

Показатели	Единицы измерения	Город, $n = 40^*$			Окрестности (фон), $n = 6$		
		min	max	mean	min	max	mean
pH		5,88	7,86	6,80	5,85	6,12	6,07
Eh	мВ	340	508	449	579	587	583
Минерализация		13,0	193,0	55,0	8,31	9,54	9,0
HCO_3^-	мг/л	5,50	48,6	11,49	6,76	7,73	7,15
SO_4^{2-}		0,20	14,4	3,10	0,33	0,91	0,54
NO_3^-		0,07	8,60	2,14	0,20	0,80	0,60
Fe^{3+}		0,05	0,3	0,14	<i>< 0,05</i>	<i>0,05</i>	<i>< 0,05</i>
Mn^{4+}	мкг/л	0,5	538,0	2,5	<i>< 0,3</i>	12,0	<i>< 0,3</i>
Cr		0,1	15,0	1,4	<i>< 0,1</i>	<i>< 0,1</i>	<i>< 0,1</i>
Mo		0,1	8,0	0,7	<i>< 0,1</i>	<i>< 0,1</i>	<i>< 0,1</i>
V		0,1	5,0	0,16	<i>< 0,1</i>	<i>< 0,1</i>	<i>< 0,1</i>

* n – число проб. Курсивом выделены концентрации ниже чувствительности анализа.

Таблица 4. Классификация химических компонентов и соединений (пыли и растворимой фазы снега) в зависимости от степени их корреляции с Eh*

Фактор	II класс ($\geq -0,5$)	III класс ($\leq 0,5$)	IV класс ($\leq -0,5$)
1	Рм, К, Na, Cl, Mg, Ca, HCO_3 , SO_4 , NO_2	–	NH_4 , Pb, pH
4	pH, Cu	Cl, Zn, Mo, Na	–

*Прочерки – отсутствие в данном факторе химических элементов.

сификация признаков по их зависимости от степени корреляции Eh с факторами (табл. 4).

Выполненная классификация зависимости признаков от Eh показала отсутствие сильных положительных и преобладание значимых отрицательных корреляционных связей редокс-потенциала с макрокомпонентами химического состава растворимой фазы снежного покрова, величиной pH, Cu и особенно чёткую отрицательную корреляцию с запылённостью снега (воздуха). Соотношение между Eh и содержанием пыли в снежном покрове города показано на рис. 2.

Признаки химических элементов, имеющих наиболее сильные связи с Eh, группируются во II классе (факторы 1 и 4) и имеют вид следующих уравнений:

фактор 1 (факторный вес 26,5%) = $-Рм, К (0,81) - Cl (0,75) - Na (0,70) - Mg, Ca (0,65) - HCO_3 (0,61) - SO_4 (0,58) - NO_2 (0,52) + Eh (0,38)$;

фактор 4 (факторный вес 8,9%) = $-pH (0,65) - Cu^{2+} (0,51) + Eh (0,39)$.

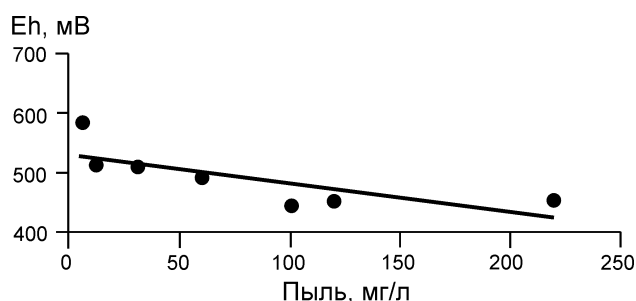


Рис. 2. Соотношение между редокс-потенциалом Eh и содержанием пыли в снежном покрове г. Якутск

Fig. 2. The relationship between redox potential Eh and the dust content in the snow cover of the city of Yakutsk

Интерпретация факторных решений позволяет сделать следующие выводы.

1. Фактор 1 (факторный вес 26,5%) содержит компоненты, имеющие сильные отрицательные корреляционные связи с редокс-потенциалом: запылённость воздуха и комплекс макрокомпонентов (анионов и катионов), определяющих химический состав снежного покрова, а также компоненты с более слабыми отрицательными корреляционными связями с Eh: аммоний, Pb и величина pH (водород).

2. Величина редокс-потенциала в талых водах снежного покрова имеет чёткие отрицательные корреляционные связи с перечисленными компонентами (см. табл. 4). Поскольку величина Eh зависит главным образом от содержания кислорода, то очевидна явная зависимость между повышением концентрации в атмосфере и снежном покрове загрязняющих компонентов (в газовой, аэрозольной и пылевой фазах) и уменьшением Eh (концентрации O_2).

3. В фактор 4 (факторный вес 8,9%), как и в фактор 1, входят компоненты, имеющие сильные отрицательные связи с Eh — показатель pH и Cu. Хотя Cu не относится к приоритетным загрязнителям атмосферы Якутска, её присутствие в воздухе, по-видимому, влияет на понижение концентрации кислорода. Отрицательная корреляция pH/Eh указывает на существующую взаимосвязь между повышением pH (уменьшением свободных ионов водорода H^+) и снижением количества O_2 в атмосферном воздухе. В районах города с высоким уровнем техногенного воздействия, обусловленным пылевым, преимущественно карбонатным загрязнением, наблюдается повышенная щёлочность снежного

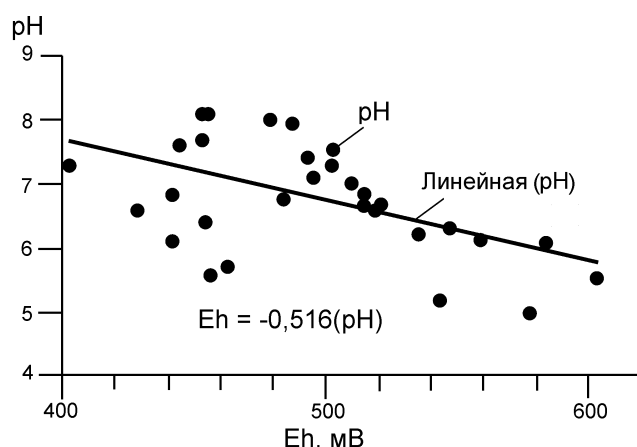


Рис. 3. Зависимость между редокс-потенциалом Eh и показателем кислотности-щелочности pH в снежном покрове г. Якутск

Fig. 3. Dependence between redox potential Eh and indicator of acidity-alkalinity pH in the snow cover of the city of Yakutsk

покрова [7]. Поэтому понятна отрицательная корреляция между величинами Eh и pH, которая показана на рис. 3.

Показательно совпадение отрицательных аномалий редокс-потенциала и полей распространения щелочных значений pH с местонахождением основных объектов загрязнения воздушного бассейна города. Расположение отрицательных аномалий Eh совпадает с техногенными полями комплекса основных макро- и микрокомпонентов химического состава талых снеговых вод, источник которых — поступление загрязнителей из атмосферы. Очевидно, что в этих районах города будет наблюдаться пониженное содержание кислорода в атмосфере.

Корреляционный анализ показал наличие значимой отрицательной связи редокс-потенциала с пылевыми выбросами Рм (см. рис. 2). Показатель Рм — плотность техногенного загрязнения [6] — фиксирует суммарное количество пылевых выбросов в атмосферу. Интересно проследить не только суммарное воздействие пылевого загрязнения, но и влияние присутствующих в пыли микроэлементов на понижение величины Eh (концентрации O_2). Как и для растворимой фазы, была проведена классификация признаков — химических элементов в пылевой фазе снега в зависимости от степени их корреляции с величиной Eh (табл. 5). Признаки химических элементов, присутствующих в пы-

Таблица 5. Классификация химических элементов (в пылевой фазе снега), имеющих корреляционные связи с Eh*

Фактор	I класс ($\geq 0,5$)	II класс ($\geq -0,5$)	III класс ($\leq 0,5$)	IV класс ($\leq -0,5$)
2	Sr	Mn, Pb	La, Be, Y	Zn, Ti, Cr, Cu
4	Cu, Sn, Ag	—	Ti	Sb, Ga, Pm
5	Sn, Zn	Cd	—	—
9	—	—	Sb, Zn	Mo, Ni

*Прочерки — отсутствие в данном факторе химических элементов.

левой фазе снега и имеющих сильные корреляционные связи с величиной Eh, группируются в I и II классах (ведущих по величине факторного веса) и имеют вид следующих уравнений:

фактор 2 (факторный вес 12,7%) = Sr (0,65) + Eh (0,63) + La (0,49) + Be, Y (0,29) – Mn (0,59) – Pb (0,55) – Zn, Ti (0,40) – Cu (0,38) – Cr (0,31);

фактор 4 (факторный вес 7,7%) = Cu (0,59) + Sn (0,55) + Ag (0,52) + Eh, Ti (0,29) – Sb (0,40) – Ga (0,30) – Pm (0,31);

фактор 5 (факторный вес 6,2%) = Sn (0,54) + Zn (0,51) + Eh (0,40) – Cd (0,50);

фактор 9 (факторный вес 3,8%) = Sb, Zn (0,30) – Eh (0,35) – Mo (0,32) – Ni (0,30).

Среди выделенных факторов, содержащих редокс-потенциал, наиболее сильные значимые связи с величиной Eh имеет только фактор 2, для которого высокие факторные нагрузки соответствуют комплексу элементов с положительными и отрицательными связями с Eh. Среди первых — Sr (наиболее сильная значимая связь), а также La, Be и Y; в составе вторых — Mn и Pb (значимая отрицательная корреляция), а также Zn, Ti, Cr, Cu. Преобладание положительных связей с литофильными элементами (Sr, La, Be и Y), входящими в состав породообразующих пород и имеющими невысокие концентрации в атмосферной пыли, отражает незначительное воздействие их присутствия в атмосфере на величину Eh (содержание O₂ в воздухе города). Другая группа микроэлементов, относящаяся к фактору 2, характеризуется сильными отрицательными корреляционными связями с Eh. Эта группа — преимущественно халько- и литофильные элементы, в основном тяжёлые металлы, — весьма специфична. Накопление таких металлов в снежном покрове города в десятки и сотни раз выше фоновых значений для Якутии [7]. Их концентрации в пылевой фазе снежного покрова достигают значений, превышающих санитарные нормы для почв (табл. 6).

Таблица 6. Концентрация химических элементов фактора 2 в атмосферной пыли г. Якутск, мг/кг

Тяжёлые металлы	Mn	Pb	Zn	Ti	Cu	Cr	Источник
C _{mean}	680	253	151	1800	79	98	[15]
C _{max}	7000	1500	4000	10 000	2000	700	
ПДК _{почв}	1500	32	150	5000	30	100	[16]

Практически все химические элементы, входящие в фактор 2, кроме Ti, относятся к активным загрязнителям атмосферного воздуха Якутска, формируют контрастные техногенные аномалии в снежном покрове и почвах города и тесно связаны с объектами загрязнения природной среды. Отрицательные корреляционные связи этой группы микроэлементов с величиной Eh однозначно указывают на зависимость понижения концентрации O₂ в атмосфере в зонах интенсивного техногенного давления не только под воздействием газового и аэрозольного загрязнения, но и пылевых выбросов с высоким содержанием халькофильных элементов, прежде всего Mn и Pb. Городская территория по сравнению с окрестностями выделяется пониженными значениями Eh и аномальными концентрациями пыли в снежном покрове (рис. 4).

Отрицательные аномалии редокс-потенциала приурочены к промышленным районам Якутска с высоким уровнем загрязнения атмосферного воздуха: северным — Марха-аэропорт, ГРЭС-ЯТЭЦ; южным и юго-западным — домостроительный комбинат, птицефабрика-племхоз-помётохранилище (рис. 5). Это — районы распространения комплексных техногенных геохимических аномалий, охватывающих все природные среды — атмосферу, почвы и растительность.

Отрицательные аномалии Eh (дефицит O₂) отмечаются и в некоторых жилых кварталах Якутска. Учитывая повышенную загрязнённость городской среды [17], дополнительный отрицательный фактор, связанный с пониженной концентрацией кислорода, значительно ухудшает санитарную обстановку в селитебной зоне города. Во время редких оттепелей при циклонах, когда потеплению сопутствуют понижение атмосферного давления и повышение влажности, количество кислорода снижается и усугубляется кислородная недостаточность у больных, страдающих сердечно-сосудистой и лёгочной недостаточно-

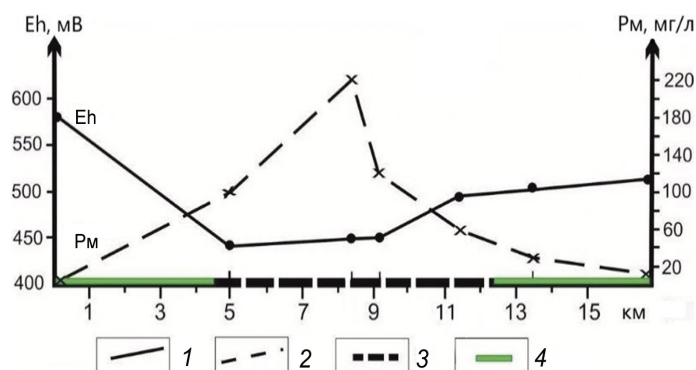


Рис. 4. Соотношение редокс-потенциала Eh и концентрации пыли Pm в снежном покрове.

Геохимический разрез в районе г. Якутск (2017 г.): 1 – величина Eh, мВ; 2 – концентрации пыли Pm, мг/л; районы города: 3 – жилые и промышленные, 4 – окрестности

Fig. 4. The ratio of redox potential Eh and dust concentration Pm in the snow cover.

Geochemical section in the region of Yakutsk (2017): 1 – value of Eh, mV; 2 – dust concentration Pm, mg/l; city districts: 3 – residential and industrial, 4 – neighborhoods

стью [1, 18]. Но и в холодное время года, когда преобладает термический и ветровой режим Сибирского антициклона, высокое атмосферное давление, повышенная концентрация кислорода и незначительные перепады его содержания в воздухе, в организме начинают преобладать спастические (сосудосуживающие) реакции. В этих условиях некоторый недостаток кислорода в воздухе, вероятно, может быть благоприятным для людей, страдающих гипертонической, желчно- и мочекаменной болезнями, спастическим колитом.

Заключение

Существенный экологический фактор состояния окружающей среды северных городов – специфика кислородного режима атмосферы. Постоянство соотношения кислорода в атмосферном воздухе и снежном покрове позволяет качественно оценить экологическую ситуацию по величине редокс-потенциала талых снеговых вод. На территории Якутска наблюдается существенное понижение величины Eh снега: в среднем на 200–230 мВ по сравнению с фоновыми значениями. Это свидетельствует об уменьшении содержания кислорода в атмосфере. Формирование отрицательных аномалий редокс-потенциала снежного покрова тесно связано с геохимическими показателями загрязнения окружа-

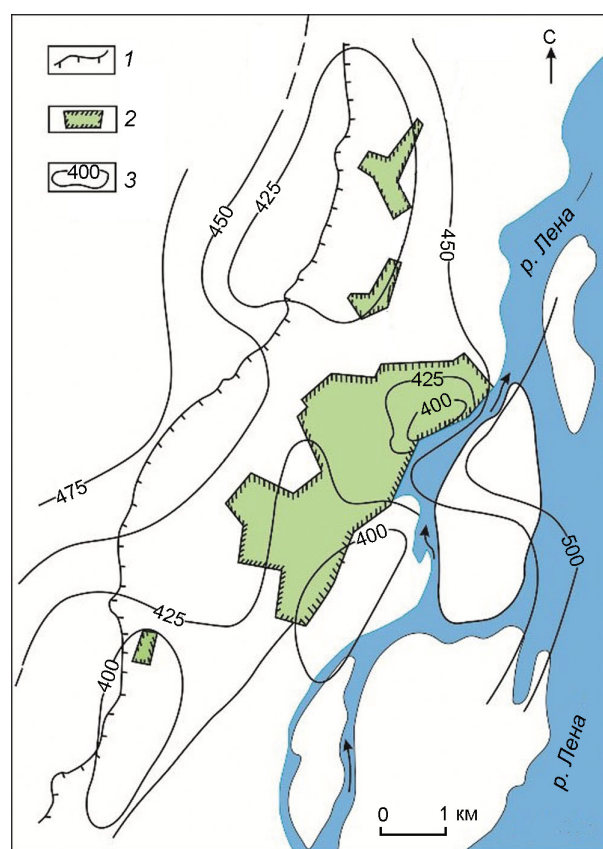


Рис. 5. Аномалии редокс-потенциала Eh в снежном покрове г. Якутск:

1 – коренной склон долины р. Лена; 2 – городские районы; 3 – изолинии величины Eh, мВ

Fig. 5. Anomalies of the redox potential Eh in the snow cover of Yakutsk:

1 – the root slope of the river valley Lena; 2 – urban areas; 3 – isolines of the value of Eh, mV

ющей среды: техногенными аномалиями халькофильных элементов в растворимой и твёрдой фазах снега и пылевым загрязнением. Отрицательные аномалии редокс-потенциала снежного покрова приурочены к конкретным объектам-загрязнителям. Они хорошо идентифицируются с источниками загрязнения атмосферы и комплексными техногенными геохимическими ореолами, приурочены главным образом к промышленным предприятиям, но охватывают и прилегающие жилые кварталы.

Определение техногенной загрязнённости по отрицательным аномалиям редокс-потенциала в снежном покрове даёт дополнительную возможность комплексной оценки экологического состояния зимней атмосферы жилых и промышленных городских районов.

Литература

References

1. Овчарова В.Ф. Климат и здоровье человека // Тр. Междунар. симпозиума ВМО/ВОЗ/ЮНЕП СССР (Ленинград, 22–26.09.1986). Т. 2. Л.: Гидрометеиздат, 1988. С. 88–89.
2. Петров В.Н. Особенности влияния парциального градиента плотности кислорода в атмосферном воздухе на состояние здоровья населения, проживающего в арктической зоне РФ // Вестн. Кольского науч. центра РАН. Естественные и технические науки. 2015. № 3 (22). С. 82–92.
3. Казначеев В.П. Клинические аспекты полярной медицины. М.: Медицина, 1986. 205 с.
4. Авцын А.П., Жаворонков А.А., Марачев А.Г., Милованов А.П. Патология человека на Севере. М.: Медицина, 1985. 415 с.
5. Seleznev A., Yarmoshenko I., Malinovsky G., Ilgasheva E.O., Baglaeva E.M., Ryanskaya A.D., Kiseleva D.V., Gulyaeva T.Ya. Snow-dirt sludge as an indicator of environmental and sedimentation processes in the urban environment. *Nature Scientific Reports*. 2019. № 9. 17241.
6. Макаров В.Н. Геохимия снежного покрова таёжных и горных мерзлотных ландшафтов Якутии // Лёд и Снег. 2014. № 1 (125). С. 73–80.
7. Макаров В.Н., Федосеева В.И., Федосеев Н.Ф. Геохимия снежного покрова Якутии. Якутск: Ин-т мерзлотоведения СО РАН, 1990. 152 с.
8. Seinfeld J.H., Pandis S.N. *Atmospheric Chemistry and Physics. From Air Pollution to Climate Change*. Second Edition. John Wiley & Sons, Inc. 2006. 1248 p.
9. Matsuo S., Miyake Y. Gas composition in ice samples from Antarctica // *Journ. of Geophys. Research*. 1966. V. 71. № 22. P. 5235–5241.
10. Stauffer B., Berner W. CO₂ in natural ice // *Journ. of Glaciology*. 1978. V. 21. № 85. P. 291–300.
11. Raynaud D., Delmas R.J. Composition des gaz contenus dans la glace polaire. Isotopes et Impuretés dans les Neiges et Glaces: Actes du Colloque de Grenoble. 1977. № 118. P. 377–381.
12. Mason B. *The Principles of Geochemistry*. 3rd Ed. New York, London: Wiley, 1966. 329 p.
13. Spedding D.J. *Air Pollution*. Oxford: Clarendon Press, 1974. 76 p.
14. Щербakov В.В. Основы геохимии. М.: Недра, 1972. 296 с.
15. Макаров В.Н. Экогеохимия окружающей среды города, расположенного в криолитозоне (на примере Якутска) // Региональная экология. 2016. № 4 (46). С. 7–21.
16. СанПиН 2.1.7.2197–07. Санитарно-эпидемиологические требования к качеству почвы. Санитарно-эпидемиологические правила и нормативы. С изменениями и дополнениями от 25.04.2017 г. М.: Министерство здравоохранения Российской Федерации, 2007. 9 с.
17. Государственный доклад о состоянии и охране окружающей среды Республики Саха (Якутия) в 2014 г. Правительство РС(Я), М-во охраны природы РС(Я). Ижевск: ООО «Принт», 2015. 304 с.
18. Замолодчиков Д.Г. Кислород — основа жизни // Вестн. РАН. 2006. Т. 76. № 3. С. 209–218.
1. Ovcharova V.F. *Klimat i zdorov'ye cheloveka. Climate and human health. Trudy mezhdunarodnogo simpoziuma VMO/VOZ/YUNEP SSSR (Leningrad, 22–26.09.1986)*. Proc. of the Intern. Symposium WMO/VOZ/YUNEP USSR (Leningrad, 22–26.09.1986). V. 2. L.: Hydrometeoizdat, 1988: 88–89. [In Russian].
2. Petrov V.N. Features of the influence of the partial gradient of oxygen density in atmospheric air on the health status of the population living in the Arctic zone of the Russian Federation. *Vestnik Kolskogo nauchnogo tsentra RAN. Yestestvennye i tekhnicheskie nauki*. Bulletin of the Kola Science Center of the Russian Academy of Sciences. Natural and technical sciences. 2015, 3 (22): 82–92. [In Russian].
3. Kaznacheyev V.P. *Klinicheskiye aspekty polarnoy meditsiny*. Clinical aspects of polar medicine. Moscow: Meditsina, 1986: 205 p. [In Russian].
4. Avtsyn A.P., Zhavoronkov A.A., Marachev A.G., Milovanov A.P. *Patologiya cheloveka na Severe*. Human pathology in the North. Moscow: Meditsina, 1985: 415 p. [In Russian].
5. Seleznev A., Yarmoshenko I., Malinovsky G., Ilgasheva E.O., Baglaeva E.M., Ryanskaya A.D., Kiseleva D.V., Gulyaeva T.Ya. Snow-dirt sludge as an indicator of environmental and sedimentation processes in the urban environment. *Nature Scientific Reports*. 2019, 9: 17241.
6. Makarov V.N. *Geokhimiya snezhnogo pokrova tayozhnykh i gornykh merzlotnykh landshaftov Yakutii. Led i Sneg*. Ice and Snow. 2014, 1 (125): 73–80. [In Russian].
7. Makarov V.N., Fedoseyeva V.I., Fedoseyev N.F. *Geokhimiya snezhnogo pokrova Yakutii*. Geochemistry of the snow cover of Yakutia. Yakutsk: Institut Merzlotovedeniya SO RAN, 1990: 152 p. [In Russian].
8. Seinfeld J.H., Pandis S.N. *Atmospheric Chemistry and Physics. From Air Pollution to Climate Change*. Second Edition. John Wiley & Sons, Inc. 2006: 1248 p.
9. Matsuo S., Miyake Y. Gas composition in ice samples from Antarctica. *Journ. of Geophys. Research*. 1966, 71 (22): 5235–5241.
10. Stauffer B., Berner W. CO₂ in natural ice. *Journ. of Glaciology* 1978, 21 (85): 291–300.
11. Raynaud D., Delmas R.J. Composition des gaz contenus dans la glace polaire. Isotopes et Impuretés dans les Neiges et Glaces: Actes du Colloque de Grenoble. 1977, 118: 377–381.
12. Mason B. *The Principles of Geochemistry*. 3rd Ed. New York, London: Wiley, 1966: 329 p.
13. Spedding D.J. *Air Pollution*. Oxford: Clarendon Press., 1974: 76 p.
14. Shcherbakov V.V. *Osnovy geokhimii*. Fundamentals of Geochemistry. Moscow: Nedra, 1972: 296 p. [In Russian].
15. Makarov V.N. *Ekogeokhimiya okruzhayushchey sredy goroda, raspolozhennogo v kriolitozone (na primere Yakutsk)*. Regional'naya ekologiya. Regional ecology. 2016, 4 (46): 7–21. [In Russian].
16. SanPiN 2.1.7.2197–07. *Sanitarno-epidemiologicheskiye trebovaniya k kachestvu pochvy. Sanitarno-epidemiologicheskiye pravila i normativy. S izmeneniyami i dopolneniyami ot 25.04.2017*. Sanitary and epidemiological requirements for soil quality. Sanitary and epidemiological rules and regulations. With changes and additions from 04.25.2017. Moscow: Ministerstvo zdravookhraneniya Rossiyskoy Federatsii, 2007: 9 p. [In Russian].
17. *Gosudarstvennyy doklad o sostoyanii i okhrane okruzhayushchey sredy Respubliki Sakha (Yakutiya) v 2014 g.* State report on the state and environmental protection of the Republic of Sakha (Yakutia) in 2014. Government of the Republic of Sakha (Yakutia), Ministry of Nature Protection of the RS (Ya). Izhevsk: ООО «Print», 2015: 304 p. [In Russian].
18. Zamolodchikov D. G. Oxygen is the basis of life. *Vestnik Rossiyskoy akademii nauk*. Bulletin of the Russian Academy of Sciences. 2006, 76 (3): 209–218. [In Russian].

Зимы лавинного максимума на Большом Кавказе за период инструментальных наблюдений (1968–2016 гг.)

© 2020 г. А.Д. Олейников*, Н.А. Володичева

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

*snowldozor@yandex.ru

Winters of avalanche maximum in the Greater Caucasus for the period of instrumental observations (1968–2016)

A.D. Oleinikov*, N.A. Volodicheva

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

*snowldozor@yandex.ru

Received March 3, 2020 / Revised July 7, 2020 / Accepted September 9, 2020

Keywords: *avalanche danger, avalanche extremes, catastrophic avalanches, Greater Caucasus, snowiness of winters, winters of avalanche disasters.*

Summary

This investigation has been carried out to identify winters with the maximum frequency of avalanches in the Greater Caucasus. The analysis was performed for decades and for the entire period of instrumental observations (1968–2016). We chose severe snow winters which were followed by releases of particularly large and heavy avalanches ($L_{\max}$) and the maximum area of damage to the mountain territory during the study period. The following materials were used for this work: 1) 47-year-old (1968–2016) series of data on snow avalanches from observations performed at the high-altitude station of the Faculty of Geography of the Lomonosov Moscow State University in the near-Elbrus area (Central Caucasus); 2) the results of winter and summer investigations of snow and avalanches in Arkhyz (the Western Caucasus); 3) materials of field works carried out in the Caucasus at different times; 4) the results of winter typing from data of 41 mid- and high-mountain meteorological stations in the Greater Caucasus; 5) literature sources; 6) survey data. The dependence of avalanche activity on the types of winters was established for key observational sites in the near-Elbrus area (Central Caucasus) and Arkhyz (Western Caucasus). This dependence formed the basis for determining the $L_{\max}$ winters from factors of the avalanche formation, i.e. the air temperature and precipitation for the cold period from meteorological observations. Based on the method of winter typing, the winters of the maximal avalanche occurrence were estimated from data of 41 meteorological stations of the Greater Caucasus for 1936–2016. Results of the typing revealed similar avalanche extremes as it was found from direct observations of releases of snow avalanches: on the Southern macro-slope of the Western and Central Caucasus – 1986/87; on the Eastern Caucasus – 1971/72. Two seasons, claiming the role of the $L_{\max}$ – 1967/68 and 1975/76, were revealed on the Northern macro-slope.

Citation: Oleinikov A.D., Volodicheva N.A. Winters of avalanche maximum in the Greater Caucasus for the period of instrumental observations (1968–2016). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2020. 60 (4): 521–532. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673420040057.

Поступила 3 марта 2020 г. / После доработки 7 июля 2020 г. / Принята к печати 9 сентября 2020 г.

Ключевые слова: *Большой Кавказ, зимы лавинных катастроф, катастрофические лавины, лавинная опасность, лавинные экстремумы, снежность зим.*

Дана оценка зим экстремального лавинообразования на Большом Кавказе по десятилетиям и за весь период инструментальных наблюдений (1968–2016). Использованы данные о сходе снежных лавин и результаты типизации зим по материалам 41 метеорологической станции Большого Кавказа. Установлено, что на южном макросклоне Западного и Центрального Кавказа к таким зимам относятся 1986/87 г., на Восточном Кавказе – 1971/72 г., а на северном макросклоне – зимы 1967/68 и 1975/76 гг.

Постановка проблемы лавинного максимума горных территорий стала возможна в результате организации систематических наблюдений за сходом снежных лавин в XX–XXI вв. В эти годы были сформированы базы данных, позволяющие выявить зимы наиболее разрушительного лавинопроявления в пределах крупного горного региона. К зимам лавинного максимума $L_{\max}$ мы относим зимы аномально высокой снеж-

ности с большим числом особо крупных лавин и максимальной площадью поражения горной территории. В хронологическом ряду эти зимы представляют собой значительную угрозу для жизни людей и социально-экономической инфраструктуры горных районов. Зимы $L_{\max}$ – это определённые природные реперы, знание которых необходимо при разработке стратегии освоения горных территорий и учёта лавинного

риска. Предлагаемая статья посвящена получению хронологической шкалы реперных зим по десятилетиям, а также для всего периода инструментальных наблюдений на Большом Кавказе.

Исходные данные

Большой Кавказ — один из наиболее изученных в лавинном отношении горных районов нашей страны. Целенаправленный сбор сведений о лавинах начался в 1936 г. с создания здесь массовой сети метеорологических наблюдений. Комплексное изучение лавин было начато в период Международного геофизического года (1957–1959 гг.). До конца 1980-х годов, когда на территории СССР существовала единая сеть метеорологических наблюдений, массив снеголавинной информации пополняли региональные управления Гидрометслужбы в издаваемых ими тематических сборниках. На северном макросклоне Кавказа работало Ростовское управление Росгидромета и Высокогорный геофизический институт (ВГИ, г. Нальчик); на южном — Закавказский научно-исследовательский гидрометеорологический институт (ЗакНИГМИ, г. Тбилиси). Накопленный к концу XX в. свод данных о лавинах Большого Кавказа вошёл в «Кадастр лавин СССР» [1]. Начиная с 1990-х годов (после распада СССР) доступные научные данные о снежных лавинах южного макросклона Большого Кавказа отсутствуют.

В последние десятилетия источником сведений о снеголавинных событиях на южном склоне Кавказа стали средства массовой информации и интернет, где даются комментарии о складывающейся зимней обстановке. Конечно, такая информация недостаточна для всестороннего изучения природных явлений, но с позиций изучения хронологии экстремальных событий и оценки их повторяемости она бесспорно ценна. Другой косвенный источник информации о лавинах региона — полученная ранее зависимость между метеорологическими параметрами и обрушением снежных лавин [2]. Выявленные зависимости дают возможность для пространственной экстраполяции полученных данных и воссоздания общей картины снеголавинной обстановки. В качестве дополнительного источника сведений по выявлению зим $L_{\max}$ использованы материалы, полу-

ченные при непосредственном участии авторов: 1) данные 47-летнего ряда наблюдений за снежными лавинами на высокогорном стационаре географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова в Приэльбрусье (1968–2016 гг., Центральный Кавказ); 2) результаты зимних и летних стационарных снеголавинных исследований в Архызе (1961–1979, 2006 гг., Западный Кавказ); 3) материалы экспедиционных работ, в разное время проводившихся на Кавказе; 4) результаты типизации зим Большого Кавказа по данным 41 средне- и высокогорной метеорологической станции.

Для типизации зим использованы данные о среднемесячной температуре воздуха и осадках в границах климатически холодного периода. Отметим, что в 1966 г. в системе Гидрометслужбы произошёл переход с четырёхсрочных метеорологических наблюдений на восьмисрочные, что нарушило однородность ряда наблюдений. Используемый в работе массив метеорологических данных выверен и приведён к однородному ряду специалистами Бюро гидрометеорологических расчётов и поверки приборов (ЦВГМО), выполнявшими заказ по предоставлению данных.

Методика

При регистрации лавин их размеры оценивались на основе балльного метода, в основу которого положена дальность выброса лавин. В отдельные зимы для оценки количественных параметров лавин использовали фототеодолитный метод [3]. Кроме прямых данных о сходе снежных лавин, для выявления зим $L_{\max}$ применён расчётный метод типизации зим по материалам стандартных метеорологических наблюдений [4]. В лавиноведении показатель снежности — один из главных факторов, определяющих лавинную опасность зим. При традиционном подходе величина снежности оценивается по толщине снежного покрова на основе данных долинных метеостанций. В выполненных нами исследованиях установлено, что на Большом Кавказе в условиях современного климата в аномально тёплые и холодные сезоны снежная ситуация на дне долины не только не отражает фоновой заснеженности горного района, но может быть ей противоположна [4], что связано с существенными различиями тем-

		А		Б	В	Г
		$t \geq \bar{t} + \delta$		$\bar{t} \leq t < \bar{t} + \delta$	$\bar{t} - \delta \leq t < \bar{t}$	$t < \bar{t} - \delta$
1	$x \leq \bar{x} - \delta$					
	$x - \delta < x \leq \bar{x}$					
	$\bar{x} < x \leq \bar{x} + \delta$					
	$x > \bar{x} + \delta$					
		с - 		д - 	е - 	ф - 

Лавинная опасность зим по факторам лавинообразования: с – слабая; д – средняя; е – сильная; ф – аномально сильная.

x – сумма осадков холодного периода (по вертикали); $\bar{x}$ – многолетняя норма осадков холодного периода; t – средняя температура воздуха холодного периода (по горизонтали); $\bar{t}$ – многолетняя норма температуры воздуха холодного периода; δ – среднее квадратическое отклонение.

Типы зим по величине осадков за холодный период: 1 – аномально сухие (ниже нормы более чем на одну δ); 2 – с дефицитом осадков (ниже нормы в пределах одной δ); 3 – с осадками выше нормы (в пределах одной δ); 4 – аномально увлажнённые (выше нормы более чем на одну δ).

Типы зим по температуре воздуха за холодный период: А – аномально тёплые (выше нормы на величину более одной δ); Б – умеренно тёплые (выше нормы в пределах одной δ); В – умеренно холодные (ниже нормы в пределах одной δ); Г – аномально холодные (ниже нормы на величину более одной δ).

Экстремально снежные и лавиноопасные зимы: 3Г – аномально холодные с осадками выше нормы; 4В – умеренно холодные и аномально увлажнённые; 4Г – аномально холодные и аномально увлажнённые (исключены из рассмотрения, так как ни разу не наблюдались на Кавказе)

Avalanche danger of winters by factors of avalanche formation: с – weak; д – average; е – strong; ф – abnormally strong.

x – amount of precipitation in the cold period (vertical); $\bar{x}$ – many years of rainfall; t – cold air temperature (horizontal); $\bar{t}$ – long-term cold air temperature; δ – standard deviation.

Types of winters by the amount of precipitation during the cold period: 1 – abnormally dry (more than one δ below the norm); 2 – with a deficit of precipitation (below normal within one δ); 3 – with precipitation above normal (within one δ); 4 – abnormally wet (higher than the norm by more than one δ)

Types of winters by air temperature during the cold period: А – abnormally warm (higher than normal by more than one δ); Б – moderately warm (above normal within one δ); В – moderately cold (below normal within one δ); Г – abnormally cold (more than one δ below the norm).

Extremely snowy and avalanche-dangerous winters: 3Г – abnormally cold with precipitation above normal within δ ; 4В – moderately cold and abnormally wet; 4Г – abnormally cold and abnormally wet (excluded from consideration, since it has never been observed in the Caucasus)

температуры воздуха на разных высотных уровнях. Именно в среднегорной зоне, где находится наибольшее число метеостанций, такие ситуации наиболее типичны. В тёплые зимы осадков может выпасть в два раза больше нормы, тогда как снежность на дне долины будет характеризоваться отрицательной аномалией; в холодные зимы наблюдается противоположная картина.

Для диагностики снежности и лавинной опасности зим мы предложили метод, основанный на соотношении температуры воздуха и осадков за холодный период, который позволяет по типам зим установить годы экстремаль-

ного лавинообразования, характеризующиеся наибольшей площадью поражения горной территории [4, 5]. Метод построен на принципе корреляционной матрицы, в которой все зимы по температуре воздуха и осадкам делятся на группы в соответствии с величиной среднего квадратического отклонения δ (рисунок). В табл. 1 приведены условные обозначения, использованные в статье и таблицах.

На основе выполненных расчётов мы получили четыре группы зим по каждому из метеорологических параметров: температуре воздуха и осадкам. Соотношение температуры воздуха и

Таблица 1. Условные обозначения, использованные в статье и таблицах

Размеры лавин:				
I – небольшие лавины (останавливаются в верхней части лавиносбора);				
II – лавины средних размеров (останавливаются в пределах минерального конуса выноса и занимают часть его площади);				
III – крупные лавины (полностью перекрывают площадь минерального конуса выноса, но не выходят за его пределы);				
IV – особо крупные, часто катастрофические лавины (могут выходить далеко за пределы минерального конуса выноса);				
IV ₁ – лавины из древнеледниковых каров и крупных денудационных воронок объёмом свыше 300 тыс. м ³ и максимальных объёмов более 1 млн м ³ ; IV ₂ – лавины из эрозионных врезов и денудационных воронок, которые выходят далеко за пределы минеральных конусов выноса, угрожая жилым и хозяйственным постройкам, линейным коммуникациям, участкам лесных ландшафтов объёмом в несколько десятков тысяч кубических метров.				
Типы зим по температуре воздуха (А–Г) и осадкам (1–4) за холодный период:				
А – аномально тёплые (выше нормы на величину более одной δ);				
Б – умеренно тёплые (выше нормы в пределах одной δ);				
В – умеренно холодные (ниже нормы в пределах одной δ);				
Г – аномально холодные (ниже нормы на величину более одной δ).				
1 – аномально сухие (ниже нормы более чем на одну δ);				
2 – с дефицитом осадков (ниже нормы в пределах одной δ);				
3 – с осадками выше нормы (в пределах одной δ);				
4 – аномально увлажнённые (выше нормы более чем на одну δ).				
Степень лавинной опасности зим:				
S – низкая: преобладают мелкие и средние по размеру лавины (I–II);				
M – средняя: сохраняется ведущая роль небольших и средних по размеру лавин (I–II), однако появляются качественно новые условия, приводящие к возникновению единичных крупных лавин (III);				
H – высокая: наблюдается один и более периодов с массовым сходом крупных лавин (III) и возникают условия для схода особо крупных лавин объёмом свыше 300 тыс. м ³ (IV ₁).				

осадков даёт 16 типов зим. Матрица описывает весь диапазон зимних гидротермических условий и позволяет получить информацию о климатических аномалиях зимнего периода как на локальном уровне (по одной метеостанции), так и для целого горного региона (по сети метеостанций). С климатических позиций представляют интерес угловые части матрицы (1А, 1Г, 4А, 4Г) которые характеризуют экстремальные зимы.

Для периода массовых метеорологических наблюдений на Кавказе (1936–1988 гг.) средние многолетние нормы по температуре воздуха и осадкам рассчитаны на основе фактического ряда наблюдений анализируемых станций. Климатическая норма по 30-летнему периоду (1960–1990 гг.), предложенная Всемирной метеорологической организацией, не использовалась из-за распада гидрометеорологической сети в регионе в 1988 г. Предлагаемый метод позволяет восстановить повторяемость ранее наблюдавшихся типов зим по данным стандартной сети метеорологических наблюдений. С этой целью составляется сводная таблица типов зим по всему массиву анализируемых станций (табл. 2). Расчёт ведётся согласно граничным условиям матрицы. Поскольку матрица состоит из 16 типов, можно предположить, что при анализе данных

Таблица 2. Сведения о местоположении метеорологических станций, использованных для типизации зим Большого Кавказа

Макроэко-позиция склона	Высотное расположение метеорологических станций			Число станций
	более 2000 м, высокогорные	1000–2000 м, среднегорные	менее 1000 м, низкогорные	
Северный	6	13	0	19
Южный	5	14	3	22

по десяткам метеостанций будет наблюдаться значительное разнообразие в типах зим. Однако, как показывают расчёты, этого не происходит. При развитии масштабных гидрометеорологических аномалий над территорией Большого Кавказа, как правило, наблюдается один или два доминирующих типа. В обычные же сезоны разнообразие типов зим возрастает, но при этом также устанавливаются зимы-доминанты. Так, в среднестатистический сезон 1960/61 г. в регионе выявлено пять типов зим – 2Б, 2В, 3Б, 4Б, 1Б, среди которых доминантным был тип 2Б, отмеченный более чем на 50% станций.

На Кавказе в условиях современного климата многоснежные зимы формируются по двум

сценариям: а) при избыточном увлажнении в широком диапазоне температур холодного периода; б) при осадках вблизи нормы в условиях стабильно низких температур холодного периода [4]. В корреляционной матрице эти сценарии представлены пятью типами — 4А, 4Б, 4В, 4Г и 3Г (см. рисунок). Опыт лавинных исследований показывает, что наибольшее число разрушительных лавин наблюдается в холодные и снежные зимы. В матрице к ним относятся три типа: 4Г — аномально-холодные с аномальным увлажнением; 4В — умеренно-холодные с аномальным увлажнением; 3Г — аномально-холодные с осадками выше нормы. По условиям лавинообразования самый опасный — тип 4Г. При данном сочетании температуры воздуха и осадков в современных климатических условиях формируется максимально возможная толщина снежного покрова в каждом конкретном месте наблюдений. Этому типу зимы свойственна крайне редкая повторяемость, и он ни разу не наблюдался на анализируемых станциях Большого Кавказа. Если исходить из допущения, что температура воздуха и осадки имеют нормальный характер распределения, то повторяемость типа 4Г составит 1 раз в 40 лет. Поскольку осадкам, как правило, свойственно асимметричное распределение, вероятность такого события становится ещё ниже. По этой причине анализ распространения и повторяемости экстремальных ситуаций лавинообразования выполнен только для реально наблюдавшихся типов зим — 4В и 3Г.

Результаты исследований

На первом этапе зимы $L_{\max}$ выявлялись для ключевых участков наблюдений в Приэльбрусье (Центральный Кавказ) и Архызе (Западный Кавказ). По степени лавинной опасности все зимы делили на три категории: слабая, средняя и сильная. В зимы слабой лавинной опасности преобладают мелкие и средние по размеру лавины; в зимы средней опасности сохраняется ведущая роль небольших и средних по размеру лавин, однако появляются качественно новые условия, приводящие к возникновению единичных крупных лавин; в зимы сильной опасности наблюдается один и более периодов с массовым сходом крупных лавин и возникают условия

для схода особо крупных лавин объёмом свыше 300 тыс. м³ (IV_1), которые могут выходить далеко за пределы минеральных конусов выноса.

Для *Приэльбрусья* оценка лавинной опасности зим выполнена как по суммарному числу лавин всех размеров ($I-IV_1$), так и дифференцировано по выделенным группам размеров: $II-IV_1$, $III-IV_1$, IV_1 (табл. 3). Критерием отнесения сезона к одной из групп лавинной опасности считалось отклонение ($\pm 30\%$) от среднего числа сошедших лавин в каждой из выделенных градаций. Зима имела сильную лавинную опасность, если индекс высокой опасности H (см. табл. 1) был отмечен на любых трёх этапах суммирования из четырёх или на последних двух, которым придавался больший «удельный вес» из-за разрушительного воздействия более крупных лавин. Метод последовательного суммирования позволил исключить из рассмотрения сезоны с преобладанием мелких и средних по размеру лавин и выделить сезоны с высокой активностью крупных лавин: 1967/68, 1970/71, 1975/76, 1978/79, 1986/87, 1992/93, 1996/97, 2001/02, 2005/06, 2007/08, 2009/10 гг. (см. табл. 3).

Для повышения репрезентативности полученных выводов данные наблюдений на ключевом четырёхкилометровом участке были дополнены материалами маршрутных наблюдений на более протяжённом участке между Поляной Азау и посёлком Эльбрус (15 км) в периоды массового лавинообразования (табл. 4). Анализ и обобщение двух массивов информации послужили основой для определения зим $L_{\max}$ в верховьях долины р. Баксан. Установлено, что за рассматриваемый период (1968–2016 гг.) к зиме $L_{\max}$ относятся 1975/76 г., в ходе которого сошло наибольшее число разрушительных лавин (см. табл. 4). По десятилетиям зимы $L_{\max}$ распределились в Приэльбрусье следующим образом: 1960-е — 1967/68; 1970-е — 1975/76; 1980-е — 1986/87; 1990-е — 1992/93; 2000-е — 2007/08 гг. (см. табл. 3).

Сведения о лавинах на втором ключевом участке наблюдений на *Западном Кавказе* (район села Архыз) получены в ходе зимних стационарных работ, летних дендрохронологических исследований, а также данных опроса работников местного лесничества и метеостанции. Исследования в Архызском районе, проводившиеся под научным руководством Г.К. Тушинского в 1977–1979 гг., включали в себя регистрацию и

Таблица 3. Выборка данных по оценке лавинной опасности зим по числу лавин разных размеров на ключевом участке наблюдений в Приэльбрусье*

Годы	Число сошедших лавин по размерам				Суммарное число сошедших лавин по выделенным градациям размеров				Дифференцированная оценка лавинной опасности зим по сумме лавин в каждой градации				Итоговая оценка лавинной опасности зим
	I	II	III	IV ₁	I–IV ₁	II–IV ₁	III–IV ₁	IV ₁	I–IV ₁	II–IV ₁	III–IV ₁	IV ₁	
1967/68	—	—	14	3	—	—	17	3	—	—	<i>H</i>	<i>H</i>	<i>H</i>
1968/69	—	—	2	—	—	—	2	0	—	—	<i>S</i>	<i>S</i>	<i>S</i>
1969/70	48	35	28	0	111	63	28	0	<i>H</i>	<i>H</i>	<i>H</i>	<i>S</i>	<i>H</i>
1970/71	21	16	15	1	53	32	16	1	<i>S</i>	<i>M</i>	<i>H</i>	<i>H</i>	<i>H</i>
1975/76	26	13	15	8	62	36	23	8	<i>M</i>	<i>M</i>	<i>H</i>	<i>H</i>	<i>H</i>
1977/78	65	40	2	0	107	42	2	0	<i>H</i>	<i>M</i>	<i>S</i>	<i>S</i>	<i>S</i>
1978/79	40	39	13	3	95	55	16	3	<i>H</i>	<i>H</i>	<i>H</i>	<i>H</i>	<i>H</i>
1979/80	11	21	0	0	32	21	0	0	<i>S</i>	<i>S</i>	<i>S</i>	<i>S</i>	<i>S</i>
1980/81	10	40	4	2	56	46	6	2	<i>M</i>	<i>M</i>	<i>S</i>	<i>H</i>	<i>M</i>
1992/93	40	42	16	3	101	61	19	3	<i>M</i>	<i>M</i>	<i>H</i>	<i>H</i>	<i>H</i>
1996/97	3	50	10	1	64	61	11	1	<i>M</i>	<i>M</i>	<i>H</i>	<i>H</i>	<i>H</i>
2000/01	10	54	9	0	73	63	9	0	<i>M</i>	<i>M</i>	<i>M</i>	<i>S</i>	<i>M</i>
2001/02	16	113	18	1	148	132	19	1	<i>H</i>	<i>H</i>	<i>H</i>	<i>H</i>	<i>H</i>
2004/05	30	75	7	0	112	82	7	0	<i>M</i>	<i>H</i>	<i>M</i>	<i>S</i>	<i>M</i>
2005/06	37	92	14	0	143	106	14	0	<i>H</i>	<i>H</i>	<i>H</i>	<i>S</i>	<i>H</i>
2006/07	19	64	1	2	86	67	3	2	<i>M</i>	<i>M</i>	<i>S</i>	<i>H</i>	<i>M</i>
2007/08	31	101	13	3	148	117	16	3	<i>H</i>	<i>H</i>	<i>H</i>	<i>H</i>	<i>H</i>
2008/09	11	81	4	0	96	85	4	0	<i>M</i>	<i>H</i>	<i>S</i>	<i>S</i>	<i>S</i>
2009/10	18	100	15	1	134	116	16	1	<i>H</i>	<i>H</i>	<i>H</i>	<i>H</i>	<i>H</i>
2015/16	7	18	0	0	25	18	0	0	<i>S</i>	<i>S</i>	<i>S</i>	<i>S</i>	<i>S</i>

*Зимы с сильной лавинной опасностью выделены жирным шрифтом. Размеры лавин I–IV₁ и степень лавинной опасности зим *S*, *M*, *H* см. табл. 1. Прочерки — нет данных.

описание снежных лавин; изучение стратиграфии и физико-механических свойств снежного покрова; снегомерные съёмки на днище и по бортам долины; метеорологические наблюдения в объёме ГМС 2-го разряда. Анализ собранного материала показал, что наиболее разрушительные лавины в бассейне р. Большой Зеленчук сходили в 1967/68 и 1975/76 гг. [5].

Задача второго этапа исследований, применительно к ключевым участкам, состояла в определении зим $L_{\max}$ на основе расчётного метода типизации зим. Отметим, что в Архызском районе продолжительность метеорологических наблюдений оказалась короче по сравнению с Приэльбрусьем из-за закрытия метеостанции Архыз в 1988/89 г. Общим для сравнительного анализа оказался период 1962–1988 гг. (табл. 5). Как следует из этой таблицы, данные прямых наблюдений за сходом снежных лавин и результаты типизации зим указывают на одни и те же годы экстремального лавинообразо-

вания на Центральном и Западном Кавказе: в 1960-е годы — 1967/68 г. (4В); в 1970-е годы — 1975/76 г. (3Г). Одна из самых снежных зим в Кавказском регионе 1986/87 г. попала в соседние градации: 4В — умеренно холодная с аномальным увлажнением (метеостанция Терскол); 4Б — умеренно тёплая с аномальным увлажнением (метеостанция Архыз).

Лавинные катастрофы в горах всегда широко освещаются в научной литературе и средствах массовой информации, становясь резонансным общественным событием. Зимы, претендующие на роль $L_{\max}$, долгое время остаются в поле зрения исследователей и подвергаются всестороннему научному анализу. До середины 1980-х годов на Западном и Центральном Кавказе самой разрушительной по лавинным последствиям считалась зима 1975/76 г. [6–10]. В период январских снегопадов 1976 г., охвативших значительную часть территории Большого Кавказа, сошли тысячи гигантских лавин. Только

Таблица 4. Годы схода особо крупных лавин из деформированных ледниковых каров и крупных денудационных воронок в верховьях долины р. Баксан на участке Поляна Азау – пос. Эльбрус (15 км) за период 1967–2016 гг. (обозначения лавин см. табл. 1)*

Годы	Склон северной экспозиции. Номера лавиносборов								Склон южной экспозиции. Номера лавиносборов				Общее число лавин
	№ 9	№ 10	№ 11	№ 12	№ 13	№ 14	Когутай- ская № 22	Нарзан- ная № 35	Терскол- Ак № 49	Итколь- ская № 55	Байдаевская № 167	Тегенек- ли № 174	
1967/68	450	400											2
1968/69	460												1
1973/74	1 200												2
1975/76	AB	AB	IV ₁	IV ₁	IV ₁	450		IV ₁	IV ₁	IV ₁	IV ₁		8
1978/79	IV	IV	IV					IV					4
1986/87			IV ₁	IV ₁			680		IV ₁	IV ₁	IV ₁		6
1992/93								IV ₁	IV ₁	IV ₁	IV ₁	IV ₁	5
1996/97							IV ₁		IV ₁				2
2001/02	IV ₁	IV ₁											2
2007/08	IV ₁		IV ₁			IV ₁							3

*Даны номера лавиносборов со сходом особо крупных лавин по Кадастру лавин МГУ (фондовые материалы). Арабскими цифрами указан объём лавин, тыс. м³. Курсивом дан объём одновременно сошедших лавин из соседних лавиносборов № 9 и 10, тыс. м³. *AB* – сход лавин в результате активного воздействия из артиллерийского орудия. Зима с сильной лавинной опасностью выделена жирным шрифтом. Незаполненные графы – нет лавин.

в бассейне р. Бзыбь было зафиксировано 155 крупных лавин, наибольшая из которых объёмом 3 млн м³ прошла путь длиной в 5,6 км. Значительный ущерб был нанесён лавинами лесным массивам в долинах рек Ингури, Ненскра, Накра и др. Максимальный из зафиксированных здесь объёмов составил 5 млн м³ при длине пробега свыше 8 км. Таких лавин на территории Грузии не наблюдалось около полутора веков [6, 11, 12]. Многие горные селения в этот период остались без электричества из-за разрушения лавинами линий электропередач. Массовому уничтожению подверглись лесные массивы векового возраста. Описаны случаи, когда из-за обилия снега лавины сходили по кронам деревьев, оставляя нетронутыми стволы [13]. На Центральном Кавказе в Приэльбрусье в это время также был отмечен сход катастрофических лавин. Толщина снега на линиях отрыва отдельных лавин достигала 7,6 м [3]. В верховьях долины р. Баксан на многих участках лавины практически полностью уничтожили столетние лесные массивы.

В следующем десятилетии на южном макросклоне Западного и Центрального Кавказа зима 1986/87 г. оказалась ещё более разрушительной по сравнению с 1975/76 г. По исследованиям авторов работы [14], в Грузии обильные снегопады наблюдались на всей горной территории. В январе 1987 г. осадки на многих станциях соста-

вили 300–650% многолетней январской нормы. Прирост толщины снежного покрова за снегопад в отдельных местах достигал 3,5 м, а максимальные величины суточного прироста составили 1–1,2 м. В первой декаде января сход катастрофических лавин отмечался даже в низогорных районах. Специалистами ЗакНИГМИ по данным маршрутных наблюдений зафиксирован 741 случай схода лавин. В период 7–11 и 27–31 января катастрофические лавины на территории Грузии сошли более чем на 30 сёл, уничтожив 73 и повредив 150 жилых домов. В лавинах погибли 75 человек. Было повреждено 945 км автодорог, более 60 мостов, свыше 1000 км высоковольтных линий [1, 14].

На Центральном Кавказе в Приэльбрусье массовому сходу крупных лавин предшествовал снегопад с 21 декабря по 11 января 1987 г., когда выпало 83% зимней нормы осадков – 235 мм. На снеговальной станции «Пик Чегет» (абсолютная высота 3100 м), расположенной на уровне зоны зарождения лавин, за этот же период выпало 503 мм. Толщина снежного покрова к концу снегопада составила 1,52 м в пос. Терскол, 2,5 м – на Поляне Азау, более 3 м – на метеостанции «Пик Чегет». Ранним утром 9 января с ледника Когутай обрушилась лавина объёмом 680 тыс. м³. Многометровой толщей снега она перекрыла обычно многолюдную в дневное

время Чегетскую поляну и дошла до здания семиэтажной гостиницы Чегет [15].

Значительный ущерб зимой 1987 г. был нанесён Транскавказской магистрали, официальное открытие которой состоялось накануне стихийных событий 26 декабря 1986 г. Особенно пострадал 18-километровый участок между селением Нар и северным порталом Рокского тоннеля, где было сооружено шесть противолавинных галерей. Четыре галереи оказались полностью заблокированы лавинным снегом. У одной галереи не выдержало верхнее перекрытие, обрушившееся на полотно автодороги. Со стороны южного портала въезд в тоннель был перекрыт толщей лавинного снега в несколько десятков метров [16].

Сложившаяся в 1987 г. экстремальная ситуация отразилась и на режиме работы самой крупной в регионе Ингурской ГЭС. В результате массового схода гигантских лавин на горных реках произошло образование многочисленных подпруд из поваленных деревьев. Это привело к заметному снижению уровня водохранилища в зимний период. С началом весеннего снеготаяния горные реки вынесли в водохранилище много уничтоженного лавинами леса. Потребовались значительные усилия по извлечению из водохранилища деревьев, чтобы не допустить их сближения с плотиной.

В марте–апреле 1987 г. была организована правительственная комиссия по оценке масштабов стихийного бедствия и возможных размеров предстоящего весеннего паводка, в состав которой входили специалисты Академии наук СССР [17]. По итогам работы комиссии было принято решение о проведении аэрофотосъёмки для всей территории Западного и Центрального Кавказа с целью получения реальной картины снеголавинных событий в регионе.

Летом 1987 г. Институтом географии АН СССР и Институтом географии АН КазССР была организована совместная экспедиция по изучению катастрофических последствий зимы 1986/87 г. под научным руководством И.В. Северского. Один из авторов данной статьи, который был в то время сотрудником Института географии АН СССР, участвовал в экспедиции 1987 г. В её задачи входило измерение и картографирование: параметров сошедших лавин, границ лавиносборов, зон транзита, аккумуляции и воздей-

Таблица 5. Оценка зим лавинного максимума $L_{\max}$ на ключевых участках наблюдений на Западном и Центральном Кавказе по методу типизации зим (1962–2016 гг.) (обозначения типов зим см. табл. 1)*

Годы	Типы зим		Годы	Типы зим		Годы	Типы зим
	Тер-скол	Архыз		Тер-скол	Архыз		
1962/63	4А	4А	1980/81	3А	3А	1998/99	3А
1963/64	2В	2В	1981/82	3В	3В	1999/00	3В
1964/65	2В	1В	1982/83	1В	2В	2000/01	2А
1965/66	3А	3А	1983/84	2В	3А	2001/02	4Б
1966/67	2В	3В	1984/85	1Г	2В	2002/03	2Г
1967/68	4В	4В	1985/86	1Б	2А	2003/04	3Б
1968/69	1Б	1В	1986/87	4В	4Б	2004/05	3В
1969/70	3А	3А	1987/88	2Б	3Б	2005/06	4Б
1970/71	3Б	2Б	1988/89	—	Метеостанция закрыта	2006/07	3В
1971/72	2Г	2Г	1989/90	3В		2007/08	3Г
1972/73	2В	2В	1990/91	2Б		2008/09	3Б
1973/74	2В	1В	1991/92	—		2009/10	4А
1974/75	2В	2В	1992/93	3Г		2010/11	1А
1975/76	3Г	3Г	1993/94	2В		2011/12	1Г
1976/77	2Б	2Б	1994/95	2Б		2012/13	3А
1977/78	2Б	2Б	1995/96	3Б		2013/14	1А
1978/79	3Б	4А	1996/97	4В		2014/15	2А
1979/80	2Б	1Б	1997/98	1Б		2015/16	2А

*Зимы с сильной лавинной опасностью выделены жирным шрифтом. Прочерки — нет данных.

ствия снеговоздушной волны, а также траекторий движения лавин. В ходе экспедиции были обследованы участки четырёх перевальных дорог через Главный Кавказский хребет: Военно-Грузинской (Крестовый перевал); Военно-Осетинской (Мамисонский перевал); Военно-Сухумской (Клухорский перевал); Транскавказской магистрали (Рокский перевал). В Западной Грузии были обследованы бассейны крупных рек с их притоками — р. Риони, р. Ингури (реки Ненскра, Накра, Долра, Местиачала, Мулхура), р. Мзымта, р. Бзыбь (р. Авадхара), р. Кодори (реки Гвандра, Клыч, Клухор); в Восточной Грузии — верховья Алазанской долины с её боковыми притоками р. Ламазури и р. Хороджос-Цкали.

По всему маршруту экспедиции в местах массового поражения лесных массивов лавинами были выполнены дендрохронологические измерения для определения возраста ранее сошедших особо крупных лавин. Всего сделали 111 измерений на 74 древесных спилах [16]. Анализ дендро-

хронологических данных показал, что на территории Сванетии зимы с катастрофическим типом лавинообразования (до начала регулярных снеговалинных наблюдений) были в 1931/32, 1953/54, 1962/63 гг. [16]. В ходе экспедиции изучали и описывали необычные черты в поведении снежных лавин. В 1986/87 г. широкое распространение получили такие явления, как лавины бассейнового типа, прыгающие «струйные» лавины из ледниковых каров, лавинные «заплески», лавины «заторможенного» типа [16]. На современном этапе описанные особенности лавинообразования не всегда поддаются инженерным расчётам и воспроизводятся в математических моделях движения лавин.

На Восточном Кавказе общая картина лавинной опасности имеет иной характер из-за более сухого и континентального климата. Зимы этого региона отличаются меньшей снежностью и лавинной опасностью. За период инструментальных наблюдений здесь также отмечены сезоны с массовым обрушением особо крупных лавин. По свидетельству авторов исследования [18], особенно суровой, давшей большое число крупных лавин была зима 1971/72 г.

Проведённый обзор зим экстремального лавинообразования на Большом Кавказе не претендует на исчерпывающую полноту. В тематических сборниках Ростовской гидрометеорологической обсерватории, Высокогорного геофизического института, Закавказского гидрометеорологического института, а также в других источниках информации наверняка содержатся сведения, дополняющие приведённый здесь материал. Однако маловероятно, что там будут сведения о других зимах, претендующих на роль $L_{\max}$.

Трудности количественного учёта снежных лавин на обширной горной территории при оценке $L_{\max}$ во многом обусловлены дискретной природой рассматриваемого явления. В настоящее время такую оценку можно было бы выполнить на основе космических снимков, но по объективным причинам она также будет содержать существенную погрешность. Впрочем, решать такую задачу на современном этапе нет необходимости. В настоящее время для оценки лавинной опасности зим целесообразно использовать косвенные методы. Так, представляют интерес результаты типизации зим Большого Кавказа по данным сетевых метеостанций. В отличие от «точечных» натурных наблюдений за лавинами результаты типизации

характеризуют «поле» условий лавинообразования и дают представление о площади распространения и потенциальной интенсивности природного явления. Как было установлено для ключевых участков наблюдений, метод типизации указывает на два типа зим — 4В и 3Г, при которых складываются наиболее благоприятные условия для схода особо крупных лавин. С целью выявления таких условий на обширной горной территории (по данным 41 метеостанции) были установлены пороговые значения по числу станций с типами 4В и 3Г. Считалось, что обрушение катастрофических лавин примет характер стихийного бедствия, если типы 4В и 3Г наблюдались на 50% станций и более в разных секторах Кавказа. Расчёты показали, что для второй половины XX в. на Западном и Центральном Кавказе таких зим пять: 1953/54 (66%), 1955/56 (53%), 1967/68 (74%), 1975/76 (70%), 1986/87 (более 80%); на Восточном — шесть: 1941/42 (63%), 1944/45 (50%), 1949/50 (56%), 1953/54 (50%), 1955/56 (50%), 1971/72 (85%) [4, 16]. Отметим, что в 1986/87 г. в ходе интенсивных январских снегопадов более половины из анализируемых метеостанций оказались заблокированы снегом и были закрыты. При подсчёте они были включены в число станций с критическими условиями лавинообразования, что и определило итоговую цифру более 80%.

На заключительном этапе исследований проведена типизация зим северного макросклона Большого Кавказа за 1995–2016 гг. Этот период характеризуется доминированием зим слабой и средней лавинной опасности и серией аномально тёплых зим с индексом А (табл. 6). Исключение составляет зима 2007/08 г., в ходе которой на ряде метеостанций (Терскол, Клухорский перевал, Теберда, Рокский тоннель) был отмечен тип 3Г — аномально холодной и снежной зимы. В этих районах прошли интенсивные снегопады, которые сопровождались сходом крупных лавин и блокированием транспортных магистралей.

Заключение

Результаты выполненных исследований показывают, что метод типизации зим представляет собой своеобразный «фильтр», который позволяет по стандартной метеорологической информации определять сезоны, претендующие на роль

Таблица 6. Типы зим по соотношению температуры воздуха и осадков за холодный период на северном макросклоне Большого Кавказа (1995–2016 гг.) (обозначения типов зим см. в табл. 1)*

Годы	Клухор-ский перевал	Те-бер-да	Крас-ная Поляна	Тер-скол	Шад-жат-маз	Сулак высо-когор-ный	Гу-ниб
1995/96	2Б	1Б	2Б	3Б	2Б	1Б	1Б
1996/97	3В	4Б	4Б	3В	1В	2В	2Б
1997/98	1В	2В	3В	2Б	2Б	2Б	3Б
1998/99	3А	2А	3А	4А	2А	1А	2А
1999/00	3В	3Б	2Б	4В	2В	2Б	4Б
2000/01	—	—	2Б	2Б	1А	—	—
2001/02	3Б	2Б	4Б	4А	4Б	4А	4А
2002/03	2Г	1В	2В	2В	2В	1В	2В
2003/04	3Б	2Б	2Б	4Б	4Б	4Б	4А
2004/05	3В	1В	2В	4В	4В	3В	3В
2005/06	3Б	3Б	3Б	4Б	3Б	2А	3Б
2006/07	2В	2Б	2В	3В	4В	3В	3Б
2007/08	3Г	3Г	2Г	3Г	3В	3Б	2Б
2008/09	3В	3Б	2А	3Б	4Б	2Б	3А
2009/10	4А	4А	4А	4А	3А	4А	3А
2010/11	2А	—	2А	2А	2А	—	—
2011/12	1Г		2В	2Г	2Г	1Г	
2012/13	3А		2А	3А	4А	3А	
2013/14	2Б		2Б	2А	2А	1А	
2014/15	1Б		2А	2А	—	3А	
2015/16	—		3Б	2Б		—	
2016/17			—	1Г			

*Годы с особенно тёплыми зимами выделены жирным шрифтом, с особенно холодными — курсивом. Прочерки — нет данных.

зим с экстремальным лавинообразованием $L_{\max}$. За исследуемый период на его основе выявлены те же зимы экстремального лавинообразования, что и по результатам прямых наблюдений за сходом снежных лавин. На северном макросклоне Западного и Центрального Кавказа это — 1967/68 и 1975/76 гг.; на южном — 1986/87 г.; на Восточном Кавказе — 1971/72 г. Установлены различия в перечне экстремально-лавинных зим между долготными секторами Большого Кавказа, которые объясняются климатическими причинами. Несмотря на эти различия, в истории региона наблюдались и общие для всего Кавказа суровые зимы — 1953/54 и 1955/56 гг.

Выделены типологические черты зим экстремального лавинообразования $L_{\max}$, свойственные региону Большого Кавказа.

1. *Аномально высокая снежность.* В тёплых условиях современного климата толщина снежного покрова определяется соотношением температуры воздуха и осадков холодного периода. Как показывают наблюдения, аномально снежные зимы в современных условиях формируются по двум разным сценариям: а) при осадках вблизи нормы и стабильно низких температурах воздуха; б) при избыточном увлажнении в широком диапазоне температур холодного периода. На северном макросклоне Западного и Центрального Кавказа зимы экстремального лавинообразования (1967/68 и 1975/76 гг.) сформированы по первому сценарию; на южном макросклоне (1986/87 г.) — по второму.

2. *Объёмы снежных лавин.* Объёмы лавин могут достигать нескольких миллионов кубических метров при длине лавинного пробега 5–8 км.

3. *Размеры территории, охваченной катастрофическим лавинообразованием.* Зимы экстремального лавинообразования — следствие обширных гидрометеорологических аномалий, протяжённость которых может достигать сотен и тысяч километров. В зоне их воздействия оказываются не только высокогорные районы, но и освоенные территории средне- и низкогогорья, что многократно увеличивает размер наносимого ущерба.

4. *Фаза зимнего периода, на который приходится массовый сход особо крупных лавин.* На Большом Кавказе зимы экстремального лавинообразования как по десятилетиям, так и за весь период наблюдений приурочены к самой холодной фазе зимнего сезона: концу декабря — январю. Это время выпадения «холодных» снегопадов. В отличие от «умеренных» и «тёплых» снегопадов им свойственны высокие приросты сухого слабосвязного снега — более 1 м/сут и 2–3 м за снегопад. В условиях избыточного снегонакопления соседние лавиносоры нередко объединяются в единый очаг, из которого происходит обрушение гигантских лавин с неожиданными траекториями движения. В подобных случаях в зоне лавинного поражения оказываются строения и участки территории, которые не затрагивались лавинами на протяжении десятков, а иногда сотен лет.

Полученная шкала зим экстремального лавинообразования показывает, что на Большом Кавказе первые два десятилетия XXI в. представляли гораздо меньшую лавинную угрозу по срав-

нению с зимами второй половины XX в. Именно в период уменьшения лавинной опасности на Кавказе начался новый этап интенсивного рекреационного освоения. Так, в Приэльбрусье (Центральный Кавказ) в начале 2000-х годов было построено немало частных туристических гостиниц и пансионатов, которые находятся в зоне поражения редко действующих лавин. Несмотря на наметившуюся в последнее время тенденцию снижения лавинной опасности, вполне вероятен сценарий возврата единичных суровых зим, когда возведённые объекты окажутся под угрозой разрушения снежными лавинами. На территории крупного горного региона или горной страны зимы экстремального лавинообразования не фиксированные. На смену им могут прийти другие зимы с ещё более разрушительными последствиями, которые внесут коррек-

тивы в результаты проведённых исследований и послужат сравнительной базой для новых географических оценок.

Благодарности. Авторы выражают благодарность участникам экспедиции КазНИГМИ в 1987 г. в Грузии, при участии и поддержке которых был собран уникальный материал о катастрофических лавинах зимы 1986/87 г. на Большом Кавказе. Работа выполнена при поддержке РФФИ по проекту № 20-05-00280 а.

Acknowledgments. The authors are grateful to the participants of the KazNIGMI expedition in Georgia in 1987, with the support of which unique material was collected on the catastrophic avalanches of the winter of 1986/87 in the Greater Caucasus. This work was supported by RFBR project № 20-05-00280 а.

Литература

References

1. Кадастр лавин СССР: Европейская часть СССР. Кавказ. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 132 с.
2. Олейников А.Д. Зависимость лавинной деятельности от типов зим (на примере Большого Кавказа): Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. М.: Ин-т географии АН СССР, 1985. 27 с.
3. Золотарев Е.А. Изучение снега и лавин в Приэльбрусье фотограмметрическим методом // Лавины Приэльбрусья. М.: Изд-во МГУ, 1980. С. 47–62.
4. Олейников А.Д., Володичева Н.А., Бояршинов А.В. Снежность зим и лавинная деятельность на Большом Кавказе за период инструментальных наблюдений // МГИ. 2000. Вып. 88. С. 74–83.
5. Володичева Н.А., Олейников А.Д. Анализ условий снежности и лавинной деятельности Архызского района за последние 47 лет (Западный Кавказ) // Тр. ВГИ. 1984. № 52. С. 110–117.
6. Абдушлишвили К.Л., Калдани Л.А., Салуквадзе М.Е. Катастрофические лавины на территории Грузии. // Тр. ЗакНИГМИ. 1979. Вып. 68 (74). С. 94–105.
7. Дзюба В.В., Золотарев Е.А. Катастрофические лавины в Сванетии зимой 1975/76 г. // МГИ. 1979. Вып. 36. С. 229–234.
8. Залиханов М.Ч. Снежно-лавинный режим и перспективы освоения гор Большого Кавказа. Ростов-на-Дону: Изд-во Ростовского ун-та, 1981. 376 с.
9. Папинашвили Л.К. Аномально снежная зима 1975/76 г. в Грузии. // Тр. ЗакНИГМИ. 1982. Вып. 75 (81). С. 69–74.
1. *Kadastr lavin SSSR. Evropeyskaya chast' SSSR. Kavkaz.* Cadastre of avalanches in the USSR. European part of the USSR, Caucasus. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1986: 132 p. [In Russian].
2. *Oleynikov A.D.* Dependence of avalanche activity on types of winters (by the example of the Greater Caucasus). PhD-tesis. Moscow: Institute of Geography, USSR Academy of Sciences, 1985: 27 p. [In Russian].
3. *Zolotarev E.A.* Research of snow and snow avalanches in the Elbrus Region by photogrammetry. *Snezhnyye laviny Priel'brus'ya*. Snow avalanches in the Elbrus Region. Moscow: MSU, 1980: 47–62. [In Russian].
4. *Oleynikov A.D., Volodicheva N.A., Boyarshinov A.V.* Winter snowfall and avalanche activity in the Greater Caucasus during the period of instrumental observations. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2000, 88: 74–83. [In Russian].
5. *Volodicheva N.A., Oleynikov A.D.* Analysis of snow conditions and avalanche activity in the Arkhyz region over the past 47 years (Western Caucasus). *Trudy VGI*. Proc. of the VGI. 1984, 52: 110–117. [In Russian].
6. *Abdushelishvili K.L., Kaldani L.A., Salukvadze M.E.* Catastrophic avalanches in Georgia. *Trudy ZakNIGMI*. Proc. of the ZakNIGMI. 1979, 68 (74): 94–105. [In Russian].
7. *Dzyuba V.V., Zolotarev E.A.* Catastrophic avalanches in Svaneti in the winter of 1975/76. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1979, 36: 229–234. [In Russian].
8. *Zalikhonov M.Ch.* *Snego-lavinniy regim i perspektivy osvoeniya gor Bolshogo Kavkaza*. The snow-avalanche regime and prospects for the development of the Greater Caucasus Mountains. Rostov-on-Don: Publishing House of the Rostov University, 1981: 376 p. [In Russian].
9. *Papinashvili L.K.* Abnormally snowy winter of 1975/76 in Georgia. *Trudy ZakNIGMI*. Proc. of the ZakNIGMI. 1982, 75 (81): 69–74. [In Russian].

10. Трошкина Е.С., Урумбаев Н.А. Редкодействующие катастрофические лавины // Лавины Приэльбрусья. М.: Изд-во МГУ, 1980. С. 41–47.
11. Салуквадзе М.Е. Характеристика снегопадов при массовом сходе снежных лавин на территории Грузии // Тр. ЗакНИГМИ. 1982. Вып. 77 (83). С. 68–72.
12. Цомая В.Ш., Уклеба К.К. Снежные отложения в интенсивно осваиваемом для народного хозяйства высокогорном районе южного склона центральной части Кавказского хребта // Тр. ЗакНИГМИ. 1980. Вып. 72 (78). С. 83–98.
13. Тушинский Г.К., Дзюба В.В., Золотарев Е.А. Кроны деревьев как поверхность скольжения снежных лавин. // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 1978. № 2. С. 92–96.
14. Сванидзе Г.Г., Абдушелишвили К.Л., Калдани Л.А., Папинашвили Л.К., Салуквадзе М.Е., Цомая В.Ш. Особенности формирования стихийных явлений в Грузии в 1987 г. // МГИ. 1989. Вып. 66. С. 60–65.
15. Володичева Н.А., Золотарев Е.А., Ефремов И.Ю., Миронова Е.М., Олейников А.Д. Применение численного моделирования для описания движения снежных лавин. // МГИ. 1990. Вып. 69. С. 19–23.
16. Олейников А.Д., Володичева Н.А. Повторяемость многоснежных зим и лавинных катастроф на Большом Кавказе в XX столетии // МГИ. 2001. Вып. 91. С. 87–95.
17. Ходаков В.Г., Менишутин В.М., Локтионова Е.М., Супруненко Ю.П., Гордейчик А.В., Пиния Г.Г., Пицхелаури З.Д. Особенности формирования и распределения снегозапасов Большого Кавказа в аномально снежную зиму 1986/87 г. // МГИ. 1988. Вып. 64. С. 13–19.
18. Эйюбов А.Д., Агаев Ш.М. Экстремально обильный снегопад в Азербайджане в январе 1972 г. // Тр. ЗакНИГМИ. 1974. Вып. 58 (64). С. 291–294.
10. Troshkina E.S., Urumbaev N.A. Rarely catastrophic avalanches. *Laviny Prielbrusiy. Avalanches in the Elbrus Region*. Moscow: MSU, 1980: 41–47. [In Russian].
11. Salukvadze M.E. Characteristics of snowfalls during mass avalanches in Georgia. *Trudy ZakNIGMI. Proc. of the ZakNIGMI*. 1982, 77 (83): 68–72. [In Russian].
12. Tsomaya V.Sh., Ukleba K.K. Snow deposits in the high mountain region of the southern slope of the central part of the Caucasus Range which is being intensively developed for the national economy. *Trudy ZakNIGMI. Proc. of the ZakNIGMI*. 1980, 72 (78): 83–98. [In Russian].
13. Tushinsky G.K., Dzyuba V.V., Zolotarev E.A. Crowns of trees as a sliding surface of snow avalanches. *Vestnik MGU. Seriya 5. Geografiya. Bulletin of MSU. Series 5. Geography*. 1978, 2: 92–96. [In Russian].
14. Svanidze G.G., Abdushelishvili K.L., Kaldani L.A., Papinashvili L.K., Salukvadze M.E., Tsomaya V.Sh. Features of the formation of natural phenomena in Georgia in 1987. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy. Data of Glaciological Studies*. 1989, 66: 60–65. [In Russian].
15. Volodicheva N.A., Zolotarev E.A., Efremov I.U., Mironova E.M., Oleynikov A.D. The application of numerical simulation for the description of snow avalanches motion. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy. Data of Glaciological Studies*. 1990, 69: 19–23. [In Russian].
16. Oleynikov A.D., Volodicheva N.A. The recurrence of snowy winters and avalanche disasters at the Greater Caucasus in the twentieth century. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy. Data of Glaciological Studies*. 2001, 91: 87–95. [In Russian].
17. Khodakov V.G., Menshutina V.M., Loktionova E.M., Suprunenko Yu.P., Gordeychik A.V., Piniya G.G., Pitskhelauri Z.D. Features of the formation and distribution of snow reserves in the Greater Caucasus during the abnormally snowy winter of 1986/87. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy. Data of Glaciological Studies*. 1988, 64: 13–19. [In Russian].
18. Eiyubov A.D., Agaev Sh.M. Extremely heavy snowfall in Azerbaijan in January 1972. *Trudy ZakNIGMI. Proc. of the ZakNIGMI*. 1974, 58 (64): 291–294. [In Russian].

Подземные льды и наледи

УДК 551.511

doi: 10.31857/S2076673420040058

Влияние диффузии солей на состояние и распространение многолетнемерзлых пород и зоны стабильности метан-гидратов шельфа моря Лаптевых

© 2020 г. В.В. Малахова^{1*}, А.В. Елисеев²⁻⁴¹Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия;²Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; ³Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва, Россия; ⁴Казанский федеральный университет, Казань, Россия

*malax@sscc.ru

Salt diffusion effect on the submarine permafrost state and distribution as well as on the stability zone of methane hydrates on the Laptev Sea shelf

V.V. Malakhova^{1*}, A.V. Eliseev²⁻⁴¹Institute of Numerical Mathematics and Mathematical Geophysics, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia;²Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; ³A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia; ⁴Kazan Federal University, Kazan, Russia

*malax@sscc.ru

Received March 13, 2020 / Revised August 11, 2020 / Accepted September 9, 2020

Keywords: Arctic shelf, freezing temperature, glacial cycles, methane hydrates, salt diffusion, submarine permafrost.

Summary

Salt transport in shelf sediments can affect the state of the submarine permafrost and the thermodynamic stability of hydrates. To estimate the effect of salt transport, we used a model analysis of salinization of underwater sediments. It is assumed that the salinization follows the flooding of the shelf, which accompanies transgression of the ocean during the end of the glaciations of the Quaternary period. We used the model of thermal processes in the bottom-set bed, developed in collaboration with the Institute of Numerical Mathematics and Mathematical Geophysics, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences and the A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Science. The model was augmented by the equation of salt diffusion in the bottom sediments. In calculations with the model, changes in the temperature of the upper surface of bottom sediments and sea level over the past 400 kyr were prescribed (set). It is shown that the combined effect of heat and salinization of bottom sediments during oceanic transgressions (shelf flooding) leads to the sinking of the current upper boundary of the marine permafrost by about 10–25 m below the sea floor, depending on the current depth of the shelf. Accounting for the salt diffusion is necessary to determine the position of the upper boundary of the permafrost, as well as to calculate the rate of its degradation. In particular, salt transport is able to change both the current position and the rate of displacement of the upper permafrost boundary in several times relative to the case of a time-independent freezing temperature. Note, that this effect is insignificant for estimation of the position of the lower permafrost boundary in the bottom sediments of the inner shelf. Lowering the freezing point leads to the fact that frozen rocks on the outer shelf completely thaw at negative temperatures of bottom sediments under the influence of heat and salts in the present period (experiments TF-2, TFSAL2). The influence of salinity on the characteristics of the stability zone of methane hydrates in the submarine permafrost is insignificant due to deep level of their occurrence in the shelf sediments.

Citation: Malakhova V.V., Eliseev A.V. Salt diffusion effect on the submarine permafrost state and distribution as well as on the stability zone of methane hydrates on the Laptev Sea shelf. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2020. 60 (4): 533–546. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673420040058.

Поступила 13 марта 2020 г. / После доработки 11 августа 2020 г. / Принята к печати 9 сентября 2020 г.

Ключевые слова: арктический шельф, гидраты метана, диффузия соли, ледниковые циклы, субаквальная мерзлота.

Проанализировано влияние засоления на состояние затопленных морем многолетнемерзлых толщ шельфа моря Лаптевых. Результаты моделирования показали, что в результате засоления донных осадков современная верхняя граница многолетнемерзлых пород находится на глубине 10–15 м ниже морского дна на внутренней части шельфа и на глубине 20–25 м ниже морского дна на внешнем шельфе. Учёт диффузии соли при исследовании динамики субаквальной мерзлоты необходим для определения положения её верхней границы, а также расчёта скорости её деградации. Согласно расчётам, перенос солей может в несколько раз изменить положение и скорость смещения верхней границы многолетнемерзлых пород по сравнению со случаем неизменной во времени солёности и, следовательно, постоянной во времени температурой замерзания. Вместе с тем перенос солей заметно не влияет на положение нижней границы многолетнемерзлых пород и характеристики зоны стабильности метангидратов.

Введение

В последние годы активно обсуждается вопрос о возможности относительно быстрого разрушения многолетнемёрзлых пород (ММП) на шельфе Восточно-Сибирского моря и моря Лаптевых из-за существенного повышения летней температуры придонного слоя воды [1]. Разрушение субаквальной мерзлоты может стать причиной нарушения условий существования метангидратов, залегающих в пределах и ниже слоя ММП [2–6], и дополнительной эмиссии метана в атмосферу Арктики. Газовые гидраты, представляющие собой льдоподобную смесь газа (в основном метана) и воды, встречаются в донных отложениях континентального шельфа океана, а также в слое ММП в интервале глубин, где выполняются термобарические условия стабильности гидрата определённого вида [7]. Усиление диссоциации газогидратов в ММП шельфа изучено недостаточно и может быть интересно при оценке эмиссии метана на арктическом шельфе [8].

Ледниковые циклы четвертичного периода приводили к трансгрессии и регрессии морей Северного Ледовитого океана. В периоды регрессий моря ММП на арктическом шельфе формировались в субаэральных условиях. При повышении уровня моря ММП оказывались под водой. С учётом времени отклика теплофизического состояния глубоких донных отложений, составляющего 5–15 тыс. лет [2, 3] и превышающего современную длительность голоцена, сформировавшиеся в периоды оледенений плейстоцена ММП могут быть распространены на значительной части современного арктического шельфа, затопленного в результате послеледниковой трансгрессии. Наличие морской воды над ММП обуславливает повышение температуры на их верхней границе, что приводит к деградации ММП. После затопления шельфа морской водой концентрация солей в донных осадках увеличивается, что понижает температуру замерзания поровых вод. Данные, полученные при бурении скважин на арктическом шельфе, показывают, что ММП, сформировавшиеся в субаэральных условиях, при переходе в субаквальное состояние испытывают глубокое засоление. Это вызывает трансформацию твёрдомёрзлых пород в охлаждённые при отрицательных температурах [8].

Для исследования состояния и распространения ММП на шельфе широко используется мате-

матическое моделирование [2, 3, 9–14]. Предполагается, что для внутреннего шельфа моря Лаптевых характерно сплошное распространение мерзлоты, которое может нарушаться наличием сквозных подозёрных таликов [13, 15]. Мощность субаквальной мерзлоты уменьшается с ростом глубины моря. Минимальные мощности ММП или их отсутствие приурочены к зонам глубинных разломов и связаны с высокими потоками тепла из недр Земли [15].

Значительную роль в состоянии морской криолитозоны играют процессы переноса солей. Имеются фактические данные о распространении засолённых мёрзлых пород морского происхождения на арктическом побережье России [16]. Однако данных о засолённости донных отложений шельфовых морей Арктики практически нет. В большинстве исследований состояния субмаринной мерзлоты не учитывается перенос соли в явном виде. Моделирование выполняется с учётом отрицательной температуры замерзания, которая выбирается для определённой концентрации солей, и предположения о постоянной солёности в разрезе донных отложений [2, 3, 17]. Так, в работе [2] при исследовании эволюции ММП температура замерзания задана равной $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$ и она не меняется с глубиной. В исследовании [13] представлена модель, в которой солёность грунта зависит от его свойств без дополнительного учёта переноса соли в донные отложения при трансгрессии океана. Однако авторы работы [10] уже учитывают распространение соли в донных осадках с соответствующим интерактивным вычислением температуры замерзания поровой жидкости.

Деградация подводной мерзлоты и увеличение температуры осадков могут быть причиной дестабилизации газогидратов на арктическом шельфе. Перенос солей в насыщенные газогидратами донные отложения может способствовать и диссоциации газовых гидратов. Рост солёности сдвигает границу термодинамической устойчивости гидратов метана в сторону более высокого давления и/или более низкой температуры [7, 18]. Засолённость мёрзлых пород приводит к их оттаиванию, что увеличивает газопроницаемость ММП [19] и может стать причиной формирования скоплений газообразного метана.

Для оценки роли переноса соли в формировании субаквальной мерзлоты арктического шельфа, а также влияния солёности на мощность зоны стабильности газовых гидра-

тов (ЗСГГ) в условиях криолитозоны мы дополнили модель теплофизических процессов в донных осадках [15] уравнением диффузии солей и включили солёность в уравнение для расчёта положения границ ЗСГГ. Проанализирована также чувствительность скорости деградации ММП шельфа к параметризациям переноса солей и температуры замерзания, используемым в численных моделях теплофизики донных осадков.

Отметим, что цель работы – анализ процессов переноса явного тепла и соли в порах донных отложений. В связи с этим нет попытки привязать результаты расчётов к какому-либо известному разрезу в донных отложениях [2, 11]. Это сделано для упрощения интерпретации полученных результатов. В настоящей статье мы ограничиваемся идеализированным заданием вертикальных профилей теплофизических характеристик грунта донных отложений. Анализ процессов переноса тепла и соли при более детальном задании этих характеристик выходит за рамки представленной статьи.

Численное моделирование

Модель термического режима донных отложений с учётом диффузии солей и зоны стабильности газовых гидратов. В работе используется одномерная модель теплофизических процессов в донных отложениях с учётом фазовых переходов между мёрзлым и талым грунтами [3]. Распространение тепла в донных отложениях описывается одномерным уравнением теплопроводности

$$C_i \partial T / \partial t = (\partial / \partial z) (\lambda_i \partial T / \partial z); \quad (1)$$

данная модель дополнена уравнением диффузии солей

$$\partial WS / \partial t = (\partial / \partial z) (D_S \partial S / \partial z), \quad (2)$$

где C_i – объёмная теплоёмкость грунта на единицу площади; T – температура грунта; t – время; z – глубина от поверхности дна; λ_i – коэффициент теплопроводности грунта, нижний индекс i принимает одно из значений: « f » (мёрзлый грунт) или « m » (талый грунт); W – относительное влагосодержание грунта; S – концентрация соли в поровом растворе; D_S – коэффициент диффузии солей.

На границе между мёрзлыми и тальми породами допускается условие равенства температуры грунта температуре замерзания воды T_F и ус-

ловие Стефана для подвижной границы фазовых переходов при $z = z_F$

$$\lambda_m (\partial T / \partial z)_m - \lambda_f (\partial T / \partial z)_f = L W \partial z_F / \partial t, \quad (3)$$

где L – удельная теплота замерзания и таяния воды в порах грунта.

На верхней границе донных отложений, соответствующей поверхности дна, при $z = 0$

$$T = T_B, \quad S = S_B. \quad (4)$$

На нижней границе расчётной области ($H_S = 1500$ м) задаются геотермический поток G и нулевая солёность при $z = H_S$

$$\lambda_m \partial T / \partial z = G, \quad S = 0. \quad (5)$$

В модели используется также зависимость температуры замерзания воды ($^{\circ}\text{C}$) от концентрации соли S (‰) и давления в донных отложениях P (МПа) [20]:

$$T_F = -0,073P - 0,064S. \quad (6)$$

Влияние солёности на температуру замерзания приводит к зависимости между уравнениями теплопереноса и переноса солей для мёрзлого слоя, при этом распространение тепла и соли в незамёрзшем грунте не зависит друг от друга. Допускается, что донные отложения насыщены влагой. Пористость экспоненциально уменьшается с глубиной z : $\phi(z) = \phi(0) \exp(-z/z_\phi)$, где $\phi(0) = 0,4$ и $z_\phi = 2500$ м. Коэффициент диффузии солей принимался равным 10^{-9} м²/с в соответствии с оценками по данным бурения в море Лаптевых [11].

Расчёты термического состояния донных отложений и переноса солей сопровождаются оценками термодинамических границ зоны стабильности газогидратов метана. Равновесное давление P_H , при котором метан, вода или лёд и гидрат могут теоретически существовать в фазовом и химическом равновесии при данной температуре, определялось из соотношения [21]

$$\ln(P_H) = \sum_{n=0}^5 a_n (T + T_D)^n. \quad (7)$$

где P_H – равновесное давления гидрата, МПа; T и T_D – соответственно температура и сдвиг равновесной температуры, К; коэффициенты a_n задаются в зависимости от температуры и приводятся в работе [21].

Растворённые соли, например хлорид натрия, могут сильно влиять на термодинамическую ста-

бильность гидратов метана. Появление соли в воде снижает химический потенциал раствора, в котором солёная вода должна быть стабильной в виде жидкости, а не гидрата. При этом граничная температура термодинамической устойчивости гидратов уменьшается относительно температуры чистой воды. Также изменяется граничное давление термодинамической устойчивости гидратов. Сдвиг в равновесной температуре рассчитывался с помощью следующего уравнения [21]:

$$T_D = T_{D,ref} \log_e(1 - x_s) / \log_e(1 - x_{s,ref}),$$

где $T_{D,ref}$ – реперное значение температуры диссоциации гидрата при соответствующем реперном содержании соли $x_{s,ref}$; x_s – мольная доля соли в поровой воде; эмпирическое выражение для сдвига равновесной температуры T_D используется с эталонными значениями $T_{D,ref} = 2^\circ\text{C}$ и $x_{s,ref} = 0,0134$ [21].

Численная реализация модели (1)–(6) основана на методе прогонки на дискретной вычислительной сетке с вертикальным шагом 0,5 м и неявной схеме по времени с шагом один месяц.

Постановка численных экспериментов. Моделирование проводилось применительно к шельфовой области восточного сектора моря Лаптевых с современными глубинами H_W от 10 до 100 м. При обсуждении численных результатов для шельфа с разными глубинами моря делалось разделение его на внутренний ($H_W = 0 \div 30$ м), средний ($H_W = 30 \div 70$ м) и внешний ($H_W = 70 \div 100$ м). Разнообразие типов пород, которые могут залегать под морем, вызывает сложность задания теплофизических свойств в разрезе. В настоящей работе математическое моделирование проводилось только для однородных вертикальных профилей со следующими средними значениями теплофизических характеристик пород, используемых при расчётах (1)–(6): $C_m = 2800$ кДж/м³·К; $C_f = 2080$ кДж/м³·К; $\lambda_m = 1,8$ Вт/м·К; $\lambda_f = 2,2$ Вт/м·К; $L = 3,34 \times 10^5$ кДж/м³; $D_S = 10^{-9}$ м²/с; $G = 60$ мВт/м².

Граничное условие на поверхности донных отложений определяется периодами трансгрессий–регрессий с учётом изменения уровня моря за последние 400 тыс. лет. Изменение уровня моря задавалось по данным работы [22] для моря Лаптевых в последние 15 тыс. лет и по данным [23] для предыдущих периодов. Моменты затопления и осушения шельфа в ледниковых циклах оценивались на основе современных батиметриче-

Температура T_W и солёность S_W , используемые как верхнее граничное условие в периоды затопления шельфа морской водой (H_W – глубина моря)

H_W , м	10	20	30	50	70	100
T_W , °C	–1,3	–1,4	–1,5	–1,7	–1,8	–1,9
S_W , ‰	27	28	33	33,5	34	34

ских условий. Кривые изменения палеоклимата, используемые для моделирования субмаринной мерзлоты, подробно обсуждались в работе [24].

Температура на поверхности донных отложений $T_B = T(z_0, t)$ в расчётах задаётся таким образом:

а) $T_B = T_W$, если шельф покрыт океаном в периоды океанических трансгрессий, T_W – температура придонной воды, которая задавалась с учётом глубины шельфа (таблица);

б) $T_B = T_G + T_V(t)$, если шельф осушён в периоды регрессий океана; здесь $T_G = -12^\circ\text{C}$ – средняя многолетняя годовая температура приземного воздуха на шельфе моря Лаптевых в 1961–1990 гг. [13], $T_V(t)$ – аномалия температуры по данным реконструкции палеотемператур воздуха по непрерывным записям из ледяных кернов Антарктиды [25].

Солёность на поверхности донных отложений $S_B = S(z_0, t)$ задаётся в следующем виде:

а) $S_B = S_W$, если шельф покрыт морской водой в периоды океанических трансгрессий, S_W – солёность придонной воды, которая, как и температура, задавалась с учётом глубины моря (см. таблицу);

б) $S_B = 0$, если шельф осушён в периоды регрессий океана.

При построении палеогеографического сценария допускалось, что температура и солёность морской воды существенно не отличаются от современных и соответствуют средним значениям для моря Лаптевых [11, 26] (см. таблицу). Интенсивность геотермического потока G во всех численных расчётах была принята равной 60 мВт/м², что соответствует среднему значению потока тепла для данного региона [27].

В результате исследований был проведён ряд численных экспериментов.

1. TFSAL: модель включает в себя солеперенос в донных отложениях (2). Температура замерзания рассчитывается на каждом шаге по времени с учётом солёности в соответствии с (6).

2. TF-1: расчёт с постоянной температурой замерзания -1°C .

3. TF-2: расчёт с постоянной температурой замерзания -2°C .

4. TFSAL2: подобен TFSAL, но проведён с учётом температуры замерзания, которая рассчитывается с учётом солёности в соответствии с графиком, приведённым на рис. 2 в работе [11], построенным по данным бурения [9].

5. HSZSAL: подобен TFSAL, но выполнен с учётом солёности грунта в соотношениях для расчёта условий устойчивости метангидратов (7).

Расчёт температуры для донных отложений шельфа от поверхности до глубины 1500 м выполнен для последних 400 тыс. лет. При задании начальных условий допускалось, что шельф покрыт морской водой и ММП отсутствуют [2]. Начальный тепловой режим донных отложений рассчитан как стационарные условия с температурой поверхности T_w и геотермическим потоком 60 мВт/м^2 . Периоды формирования и деградации мёрзлых толщ на арктическом шельфе повторялись неоднократно [28], поэтому для учёта засоления донных отложений в периоды прошлых трансгрессий был выполнен предварительный расчёт с уравнением диффузии соли для 400 тыс. лет.

Обсуждение результатов

Динамика субаквальной мерзлоты. На рис. 1 представлены результаты расчётов солёности поровых вод осадков, полученные для разных глубин моря H_w . В этих расчётах концентрация солей в донных осадках зависит от H_w , что определяется временем существования этих осадков под уровнем моря. По результатам расчётов, донные отложения внешнего шельфа (100 м) характеризуются наибольшей солёностью и более глубоким её распространением в глубь осадочного слоя (см. рис. 1). При $H_w = 20 \text{ м}$ концентрация соли в поровой воде составляет 20 ‰ в верхних 20 м донных отложений и становится менее 5 ‰ в осадочном слое глубже 50 м (см. рис. 1, а). Для среднего шельфа, при $H_w = 50 \text{ м}$, засоленными до 20 ‰ оказываются верхние 50 м. При этом в слое донных отложений на глубине 150–200 м под морским дном остаются засоленные слои, которые стали ими в периоды предыдущих трансгрессий (см. рис. 1, б). Для современной глубины моря 100 м данные расчётов о величине засоления верхнего слоя осадков мощностью 200 м приведены на рис. 1, в. Они по-

казывают, что засоление здесь практически не исчезает во время регрессии моря и происходящего при этом распреснения донных отложений со стороны верхней границы.

Современные профили температуры в донных отложениях, вычисленные с учётом диффузии солей (эксперимент TFSAL), показаны на рис. 2. Влияние солёности на температуру замерзания определяет зависимость мощности ММП от концентрации солей в донных осадках. Границы ММП находятся на каждом шаге по времени как пересечение температурного профиля в донных отложениях и температуры замерзания (см. рис. 2). Численные эксперименты показывают, что для более низкой солёности донных отложений *внутреннего шельфа* нижняя граница современной мерзлоты имеет наибольшую глубину залегания $H_p = 650 \text{ м}$ (см. рис. 2, а, рис. 3, а). Солёность на этой глубине — всего 1 ‰, что соответствует понижению температуры замерзания до $-0,5^{\circ}\text{C}$. На *среднем шельфе* нижняя граница ММП расположена на глубине 520 м, что отвечает солёности 4 ‰ и температуре замерзания $-0,6^{\circ}\text{C}$ (см. рис. 2, б, см. рис. 3, в). *Внешний шельф* характеризуется наименьшей толщиной ММП (см. рис. 2, в, см. рис. 3, ж). *Нижняя граница* мёрзлого слоя залегает на глубине 230 м, что соответствует солёности 15 ‰ и температуре замерзания $-1,1^{\circ}\text{C}$. В случае *внешнего шельфа* температурный профиль в донных отложениях приближается к профилю температуры замерзания практически во всём слое мёрзлых пород, что делает его наиболее чувствительным к повышению температуры придонной воды.

Скорость деградации мерзлоты на *нижней границе* зависит от интенсивности геотермического потока. Во время трансгрессии скорость деградации ММП со стороны их нижней границы максимальна для всей исследуемой области шельфа и составляет 1,1–1,7 см/год (рис. 4). Более значимую роль перенос солей играет при определении положения *верхней границы* субаквальной мерзлоты H_r . В верхнем слое донных осадков шельфа при засолении происходят деградация ММП в поле отрицательных температур и заглубление их верхней границы на 10–25 м от поверхности дна (см. рис. 2). Глубина залегания кровли ММП увеличивается от берега в сторону моря в результате более продолжительного пребывания участков шельфа под уровнем моря во время трансгрессии и, следовательно, более сильного засоления донных отложений в верхнем слое

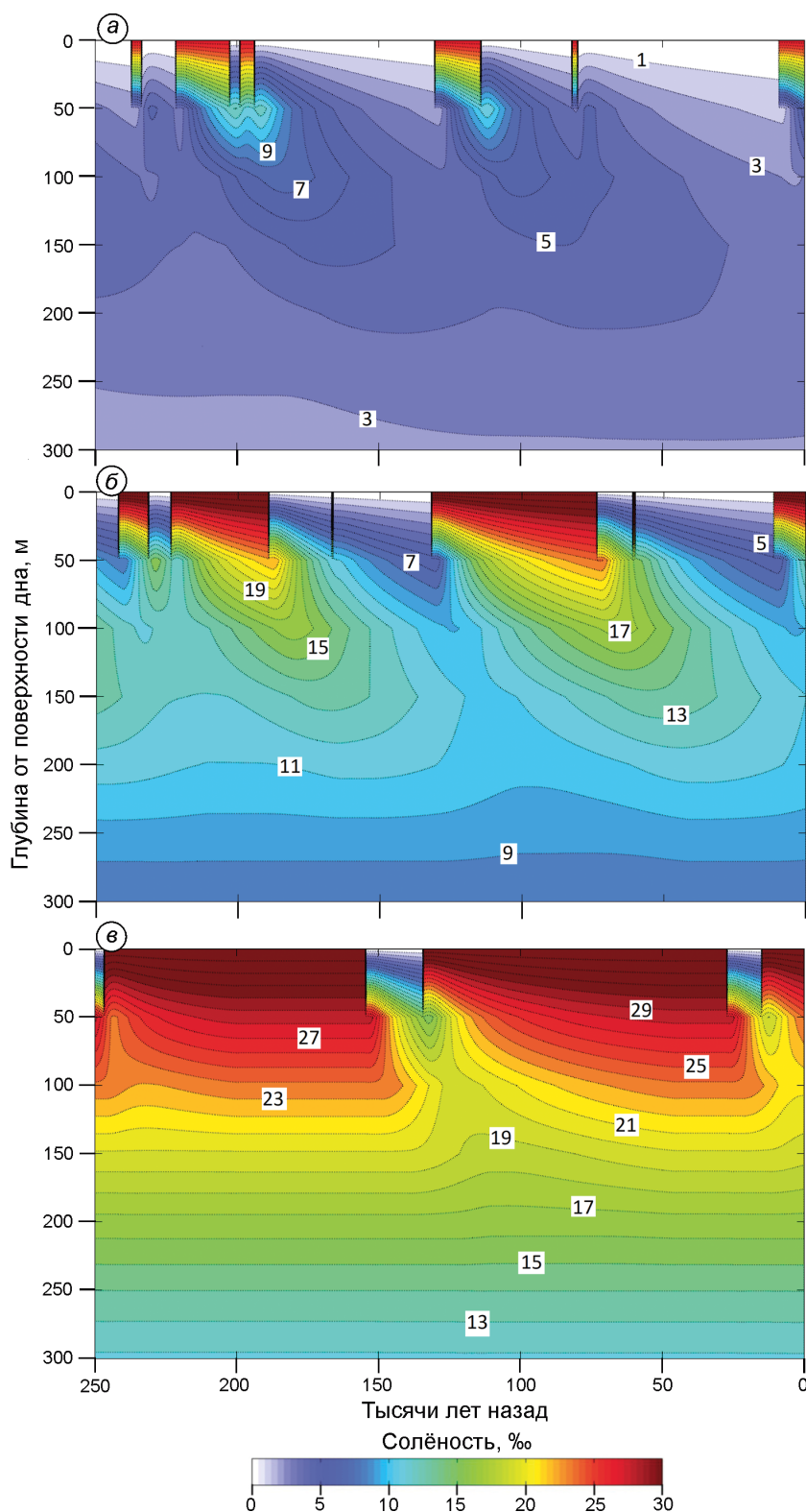


Рис. 1. Солёность осадков шельфа в численном эксперименте TFSAL для современных глубин моря: *a* – 20 м; *б* – 50 м; *в* – 100 м

Fig. 1. Salinity of bottom sediments in numerical experiment TFSAL for the shelf with the contemporary depth of: *a* – 20 m; *б* – 50 m; *в* – 100 m

(рис. 5, *a*). Скорость деградации мерзлоты со стороны верхней границы уменьшается от 0,6 см/год на внутреннем шельфе ($H_w \leq 30$ м) до 0,2–0,3 см/год на внешнем шельфе (см. рис. 4). По результатам моде-

лирования максимальная скорость деградации характерна для начального периода затопления шельфа. Скорость деградации затопленных морем ММП в верхних горизонтах и современная мощность

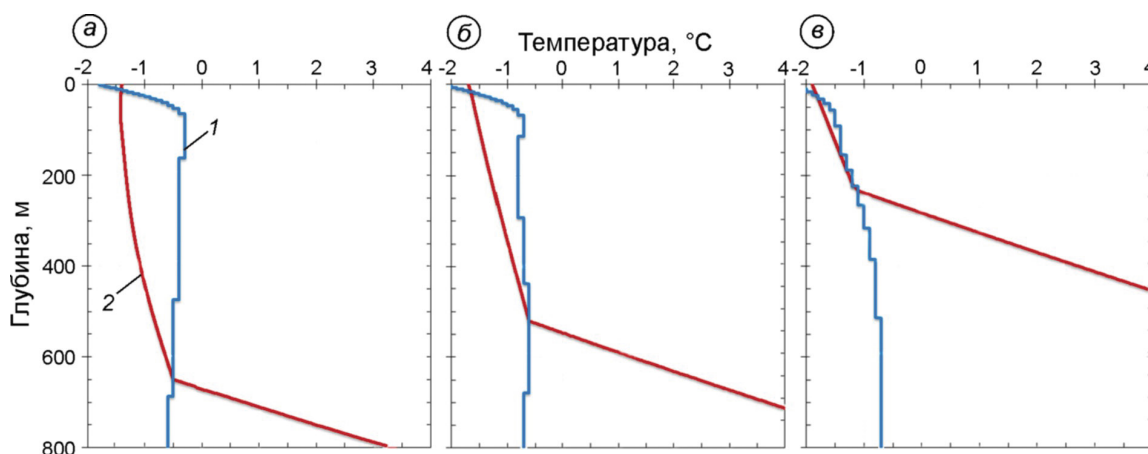


Рис. 2. Вертикальные профили температуры замерзания (1) и современной температуры донных отложений (2), полученные в эксперименте TFSAL для глубин моря:

a – 20 м; *б* – 50 м; *в* – 100 м

Fig. 2. Present day vertical profiles of temperature of freezing (1) and of the sediment temperature (2) in experiment TFSAL for the shelf with depths:

a – 20 m; *б* – 50 m; *в* – 100 m

протаявшего слоя осадков зависят, прежде всего, от длительности пребывания шельфа под водой и от солёности придонной воды.

Анализ результатов, полученных для предыдущих межледниковых периодов, показал, что максимальная глубина оттаивания мёрзлых толщ со стороны верхней границы за счёт засоления морской водой не превышала 22 м для внутреннего шельфа и 70 м для внешнего (см. рис. 3 *а*, *г*, *ж*). В свою очередь оттаивание ММП со стороны нижней границы происходит гораздо интенсивнее. Для *внутреннего шельфа* ($H_w \leq 30$ м) сокращение мощности ММП заметно меньше – порядка 150 м, для *среднего шельфа* – примерно 200 м, а на *внешнем шельфе* мёрзлые толщ могли полностью оттаять в межледниковые периоды. Деградация ММП со стороны нижней границы в периоды трансгрессий происходит за счёт увеличения температуры поверхности пород.

Для исследования влияния переноса соли результаты расчётов, полученные в эксперименте TFSAL, сравнивались с данными экспериментов TF-1 и TF-2. В расчётах предполагались равномерное засоление осадков шельфа и постоянная температура замерзания -1 и -2 °C соответственно. На рис. 3 приведены результаты расчётов при разных вариантах учёта засоления донных осадков. Наиболее заметны различия в оценках современной глубины верхней границы ММП (см. рис. 3, см. рис. 5, *а*). Так, в эксперименте TF-1 отсутству-

ет деградация ММП со стороны верхней границы. Кроме того, постоянная температура замерзания (-1 °C) оказывается выше температуры морской воды, что сохраняет мерзлоту у поверхности дна. Наиболее интенсивное оттаивание ММП в верхнем слое осадков получено в эксперименте TF-2, в котором верхняя граница мерзлоты заглубляется во время трансгрессии (см. рис. 5, *а*).

Оценки глубины нижней границы субаквальной мерзлоты шельфа при использовании различных параметризаций учёта морского засоления донных осадков (эксперименты TFSAL, TF-1 и TF-2) согласуются между собой для внутреннего и среднего шельфа (см. рис. 3 и см. рис. 5, *б*). Так, при $H_w = 20$ м нижняя граница ММП в эксперименте TFSAL расположена ниже дна на глубине 650 м, в TF-1 – на глубине 630 м, а в TF-2 – на глубине 590 м. При $H_w = 50$ м глубина этой границы в эксперименте TFSAL равна 522 м, в TF-1 – 505 м, а в TF-2 – 465 м. На внешнем шельфе глубина залегания нижней границы уменьшается до 230 м по результатам экспериментов TFSAL и TF-1. Учёт более низкой температуры замерзания в TF-2 приводит к тому, что заданные значения температуры морской воды у дна становятся выше температуры замерзания поровых вод и мёрзлые породы полностью оттаивают в эпохи трансгрессий океана, в том числе и в современный период. Расчётные скорости деградации нижних горизонтов ММП в TF-2 в этот период (3–1 тыс. лет назад) более чем

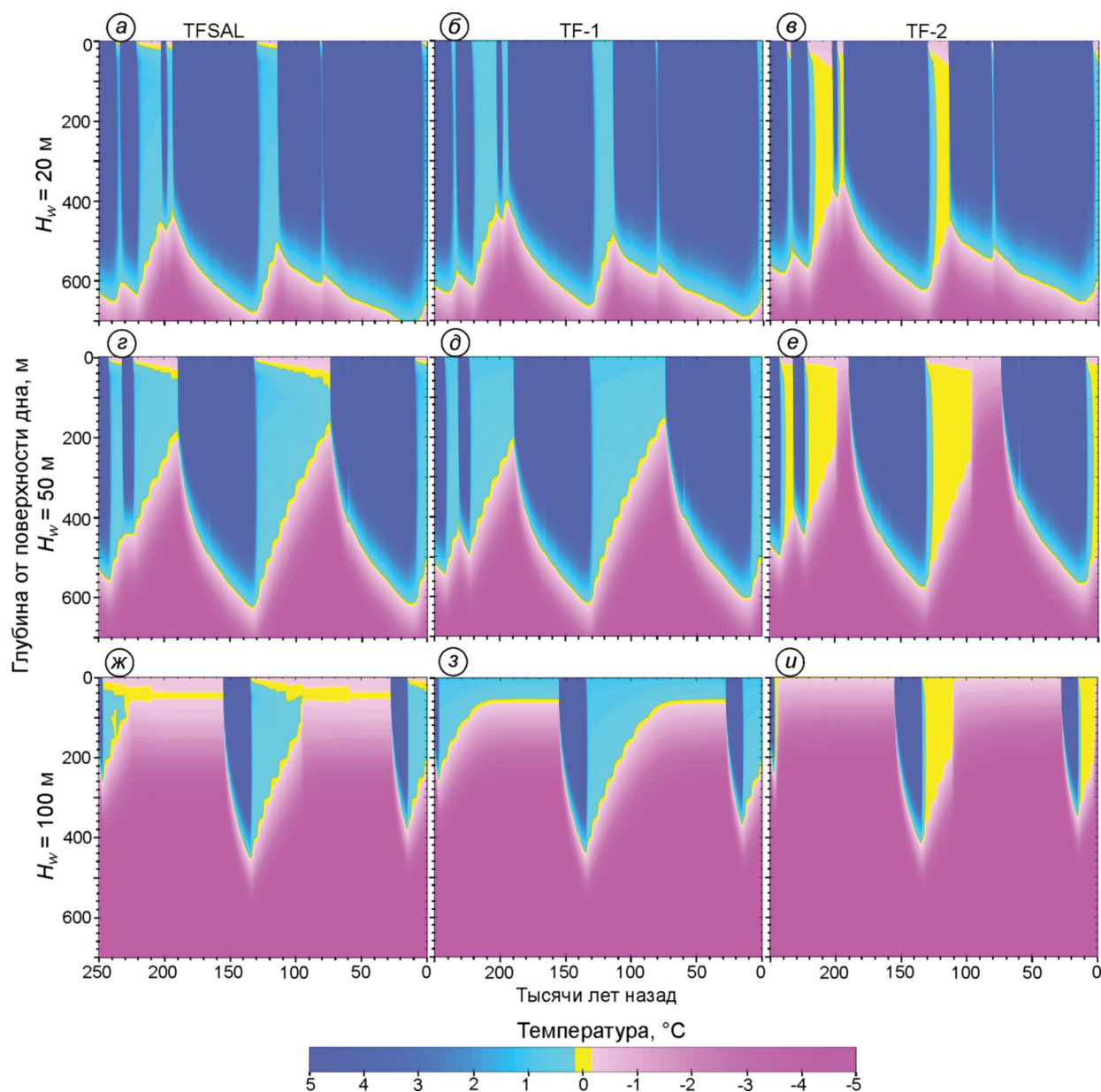


Рис. 3. Отклонения температуры донных отложений ($^{\circ}\text{C}$) от температуры заморзания ($T - T_f$) в численных экспериментах:

TFSAL (а, г, ж), TF-1 (б, д, з) и TF-2 (в, е, и), полученные для областей шельфа с современной глубиной моря 20 м (а, б, в), 50 м (г, д, е) и 100 м (ж, з, и). Жёлтым цветом обозначена область $-0,15 \leq T - T_f \leq 0,15$

Fig. 3. Deviations of sediment temperature ($^{\circ}\text{C}$) from the temperature of freezing ($T - T_f$) in numerical experiments: TFSAL (а, г, ж); TF-1 (б, д, з) and TF-2 (в, е, и), for the shelf with contemporary depth 20 m (а, б, в), 50 m (г, д, е) and 100 m (ж, з, и). Yellow shading indicates the area $-0,15 \leq T - T_f \leq 0,15$

на порядок превышают максимальные скорости, полученные в других экспериментах (см. рис. 4, е).

Представленные результаты расчёта залегания подошвы современной криолитозоны на шельфе хорошо согласуются с оценками, полученными для восточной части моря Лаптевых [29]. По результатам моделирования [29], мёрзлые породы

на шельфе имеют сплошное распространение, а их мощность изменяется от 550–1100 м в прибрежном мелководье в различных геоструктурных условиях до 130–350 м у бровки шельфа.

По данным бурения [9, 11], при солёности 4 ‰ температура заморзания поровых вод в осадках составляет $-1,2 \div -1,4$ $^{\circ}\text{C}$, а при 15 ‰

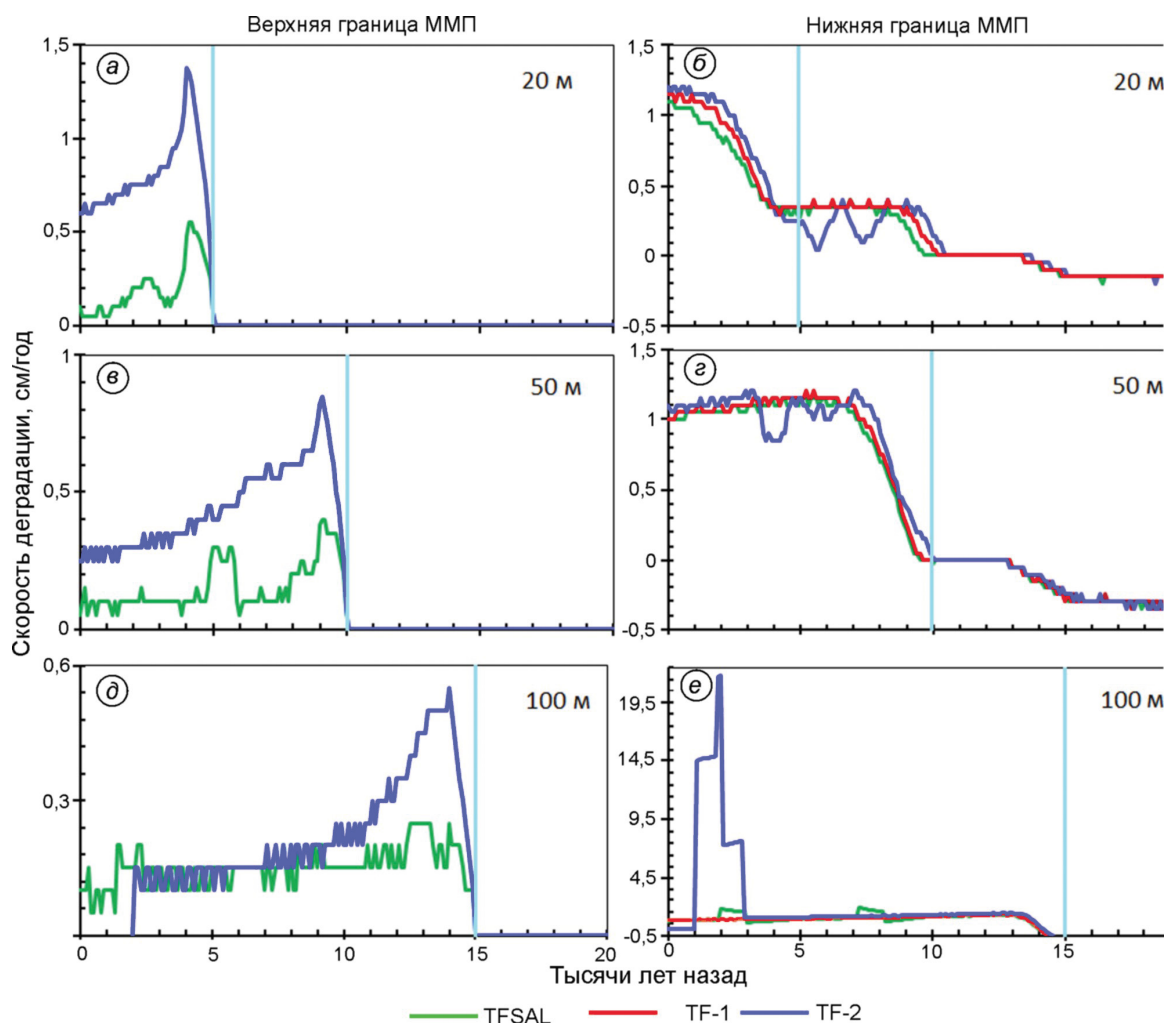


Рис. 4. Скорость деградации многолетнемёрзлых пород со стороны верхней границы (а, в, д) и со стороны нижней границы (б, г, е), полученная в численных экспериментах TF-1, TF-2, TFSAL для шельфа с современными глубинами моря 20, 50 и 100 м.

Вертикальными голубыми линиями показаны моменты затопления шельфа в результате последней трансгрессии океана

Fig. 4. The subsea permafrost degradation rate from the upper boundary (a, в, д) and from the lower (б, г, е), in numerical experiments TF-1, TF-2, TFSAL for the shelf with depth $H_W = 20, 50$, and 100 m.

The vertical blue lines show the moments of shelf flooding as a result of the last ocean transgression

она равна $-4 \div -5$ °C. Приведённые температуры замёрзания существенно ниже температур, полученных при использовании формулы (6), которые для данных концентраций соли при атмосферном давлении равны $-0,3$ и -1 °C соответственно. Был проведён дополнительный эксперимент TFSAL2, в котором для определения зависимости температуры замёрзания от солёности использовались материалы работ [9, 11]. Данные расчётов мощности ММП, полученные в эксперименте TFSAL2, приведены на рис. 5. Результаты моделирования показали, что глубина нижней границы современной криолитозоны

на внутреннем шельфе при глубине моря 10 м составляет около 685 м, что согласуется с результатами эксперимента TFSAL. Однако по направлению в сторону моря глубина залегания подошвы ММП, по расчётам TFSAL2, уменьшается с более высокой скоростью: до 536 м ($H_W = 20$ м) и до 127 м ($H_W = 30$ м) (см. рис. 5, б). В этом же направлении происходит заглубление верхней границы ММП: до 52, 74 и 77 м для изобат 10, 20 и 30 м соответственно. Учёт более низкой температуры замёрзания в TFSAL2 приводит к тому, что мёрзлые породы полностью оттаивают в поле отрицательных температур донных осадков

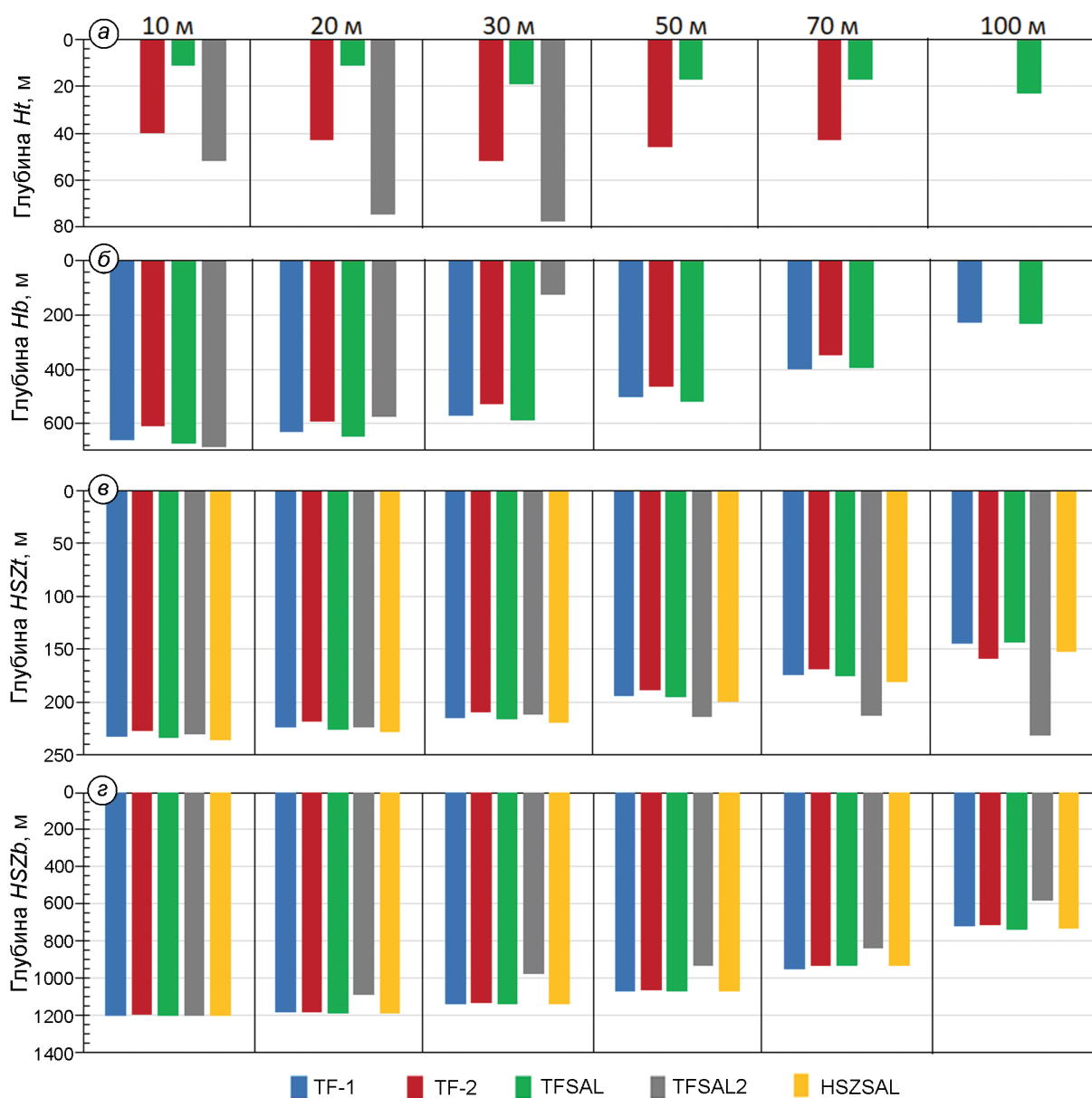


Рис. 5. Глубина, отсчитываемая от поверхности дна, м:

a – верхней (Ht) и $б$ – нижней (Hb) границ субаквальной мерзлоты, а также $в$ – верхней ($HSZt$) и $г$ – нижней ($HSZb$) границ зоны стабильности газовых гидратов, полученная в численных экспериментах TF-1, TF-2, TFSAL, TFSAL2 и HSZSAL для шельфа с современными глубинами моря 10–100 м

Fig. 5. Depth (measured from the bottom) of:

a – the upper (Ht) and $б$ – lower (Hb) boundaries of the subaquatic permafrost, as well as $в$ – the upper ($HSZt$) and $г$ – lower ($HSZb$) boundaries of the hydrates stability zone (in m) in numerical experiments TF-1, TF-2, TFSAL for a shelf with the present day sea depth 10–100 m

под воздействием тепла и солей на среднем и внешнем шельфе ($H_w \geq 50$ м) в современный период. Полученные оценки глубины верхней границы ММП по расчётам TFSAL2 на внутреннем шельфе (52 м при $H_w = 10$ м) согласуются с данными измерений в буровых скважинах на шельфе моря Лаптевых (36 м при $H_w = 5$ м) [9].

Сравнение экспериментов с разными параметризациями температуры заморзания при оценке мощности субаквальной мерзлоты показало, что засоление донных осадков, которое следует за затоплением шельфа, необходимо учитывать при оценке положения верхней границы ММП. Так, перенос соли, который принимался во вни-

мание в экспериментах TFSAL, способен в несколько раз изменить скорость деградации ММП со стороны верхней границы по сравнению с экспериментом TF-1 с неизменной во времени температурой замерзания. В результате наблюдаются значительные различия в оценках положения верхней границы мёрзлого слоя под дном моря.

Динамика зоны стабильности метангидратов.

В экспериментах TFSAL, TF-1 и TF-2 глубина верхней и нижней границ зоны устойчивого существования гидратов метана определяется пересечением профиля давления в донных осадках шельфа и граничной кривой термодинамической устойчивости гидратов в соответствии с (7) при $T_D = 0$. Верхняя граница ЗСГГ ($HSZt$) расположена на глубине 145–230 м под морским дном. Глубина её залегания уменьшается от берега в сторону моря, что определяется дополнительным барическим фактором из-за веса водного слоя. Различия между оценками для $HSZt$, полученными в экспериментах TFSAL и TF-1, составили всего 1 м. Меньшая глубина залегания верхней границы ЗСГГ (на 5–6 м) для внутреннего шельфа (по оценкам TF-2 и TFSAL2) и среднего шельфа (по оценке TF-2) объясняется более низкими температурами осадочного слоя, полученными в этих экспериментах. Для среднего и внешнего шельфа при $H_W \geq 50$ м залегание $HSZt$ оказалось, наоборот, самыми глубоким по результатам TFSAL2, что объясняется полным оттаиванием ММП в период последней трансгрессии и дальнейшим повышением температуры донных пород по результатам данного эксперимента.

Глубина залегания нижней границы ЗСГГ ($HSZb$) также зависит от глубины моря и определяется как толщиной водного слоя, так и полем температур осадков шельфа (см. рис. 5, з). Динамика $HSZb$ коррелирует с изменением нижней границы мёрзлого слоя, поэтому оценки по результатам экспериментов TFSAL, TF-1 и TF-2, полученные для мелкого и среднего шельфа при $H_W \leq 70$ м, незначительно различаются между собой. Даже для внешнего шельфа это различие не превышает 3%. Сокращение мощности ММП на внутреннем и среднем шельфе при $H_W \geq 20$ м по результатам TFSAL2 способствует более быстрому сокращению мощности ЗСГГ. Несмотря на оттаивание мёрзлого слоя при $H_W \geq 50$ м, ЗСГГ сохраняется.

В эксперименте HSZSAL вводится дополнительная зависимость от солёности при расчё-

те ЗСГГ. В остальном он повторяет эксперимент TFSAL. Например, при солёности 40 ‰ граница фазовой кривой термодинамической устойчивости гидратов метана увеличивается на 2 °C в (7). Оценку эффекта засоления при расчёте зоны устойчивости метангидратов можно получить, сравнивая положение верхней и нижней границ этой зоны для современного периода между расчётами по TFSAL и HSZSAL (см. рис. 5). Верхняя граница современной ЗСГГ, согласно результатам расчётов TFSAL, расположена ниже морского дна на 140–230 м (см. рис. 5, в) в зависимости от области шельфа. Концентрация соли в поровой воде составляет примерно 18 ‰ на глубине 150 м только для внешнего шельфа. В расчёте HSZSAL смещение верхней границы ЗСГГ вниз по сравнению с TFSAL составило лишь 2–9 м на внешнем шельфе (при $H_W > 50$ м) и менее 2 м для меньших значений H_W . Изменения в положении нижней границы ЗСГГ, глубина залегания которой соответствует малозасолённым (внешний шельф) или незасолённым грунтам (внутренний шельф), отсутствуют (см. рис. 5, з). Влияние засоления при расчёте термобарических условий устойчивости метангидрата приводит к сокращению мощности ЗСГГ, однако из-за большой глубины залегания в донных отложениях это влияние незначительное — не более нескольких процентов.

Расчётная зона стабильности газогидрата может существовать с глубин 140–250 м под морским дном. Однако локальное повышение давления в газонасыщенных горизонтах при замерзании может приводить к образованию метангидратов на небольшой глубине внутри ММП, которые в дальнейшем могут существовать в метастабильном состоянии [6]. Более высокая концентрация соли в верхних десятках метров донных осадков будет сильнее влиять на газовые гидраты подобного происхождения. Возможно влияние непосредственно и на сами гидратные залежи, ускоряя их образование. Растворимость метана в солёной воде снижается, что в свою очередь увеличивает количество свободного газа в порах и ускоряет процессы гидратообразования в пределах ЗСГГ [18, 30]. Засоленность мёрзлых пород и переход их из твёрдо-мёрзлого состояния в охлаждённое может стать причиной роста газопроницаемости ММП [19] и формирования скоплений свободного газа в газопроницаемых зонах, что приведёт к повышенной эмиссии метана в атмосферу Арктики.

Заключение

Смоделировано влияние засоления на состояние затопленных морем многолетнемёрзлых толщ шельфа моря Лаптевых. При исследовании выбраны четыре способа учёта засоления донных отложений, которые используются в задачах такого типа. Показано, что в верхних горизонтах донных отложений многолетнемёрзлые породы деградируют при отрицательных температурах. Сокращение мощности таких образований в результате деградации со стороны верхней границы зависит от глубины шельфа, что определяется временем послеледниковой трансгрессии моря. По результатам эксперимента TFSAL, за счёт засоления донных отложений верхняя граница многолетнемёрзлых пород расположена на глубине 10–25 м ниже морского дна в зависимости от современной глубины шельфа. Для глубины расположения нижней границы многолетнемёрзлых пород подобное влияние незначительно и приводит к неопределённости результатов, не превышающей 10%.

Оценки мощности современной зоны многолетнемёрзлых пород зависят от используемой параметризации процессов засоления донных отложений. При этом оценки положения нижней границы зоны таких пород, при использовании постоянной температуры замерзания $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$ в подобных задачах [3, 15], хорошо согласуются с аналогичными оценками, полученными при учёте диффузии соли. Учёт диффузии соли в задачах исследования динамики субаквальной мерзлоты необходим при определении положения верхней границы субаквальной мерзлоты, а также при расчёте скорости её деградации. Согласно расчётам, перенос солей может изменить положение и скорость смещения верхней границы ММП в несколько раз по сравнению со случаем неизменной во времени солёности и, следовательно, постоянной во времени температурой замерзания. Вместе с тем перенос солей значительно не влияет на положение нижней границы ММП.

Литература

1. Dmitrenko I., Kirillov S., Tremblay L., Kassens H., Anisimov O., Lavrov S., Razumov S., Grigoriev M. Recent changes in shelf hydrography in the Siberian Arctic: Potential for subsea permafrost instability // Journ. of Geophys. Research. 2011. V. 116. № C10. C10027. <https://doi.org/10.1029/2011JC007218>.

Отметим, что, согласно [12, 15], изменение интенсивности геотермального потока тепла от 40 до 100 мВт/м², а также учёт формирования таликов под термокарстовыми озёрами способны изменить глубину нижней границы мерзлоты на шельфе в несколько раз. Неопределённость расчётов из-за неточности задания начальных условий существенно меньше при условии, когда период моделирования составляет не менее одного ледникового цикла (120 тыс. лет) [3]. Дополнительная неопределённость связана с выбором данных климатических палеореконокструкций: в терминах глубины нижней границы многолетнемёрзлых грунтов на шельфе она может достигать нескольких десятков метров [24]. Как следствие – конкретные значения в тот или иной момент времени в наших расчётах характеризуются большой неопределённостью. Однако изменение этих переменных между оледенениями и межледниковьями оказывается при этом вычисленным с неопределённостью не более нескольких десятков метров, что связано с математической структурой уравнений диффузии тепла в породах шельфа [15, 24].

Используя соотношения для определения зоны стабильности гидратов метана с учётом солёности, мы получили оценки её влияния на верхнюю и нижнюю границы этой зоны. Численные результаты показали, что толщина зоны стабильности газовых гидратов становится меньше с увеличением солёности. Это происходит за счёт смещения вниз верхней границы зоны стабильности, которое составило лишь 2–9 м для внешнего шельфа и ещё меньшие значения для внутреннего. В результате мощность зоны стабильности гидратов становится меньше, чем в случае пресной воды.

Благодарности. Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ (проекты № 20-05-00241, № 18-05-60111, № 18-05-00087).

Acknowledgments. This work was supported by grant RFBR (№ 20-05-00241, № 18-05-60111, and № 18-05-00087).

References

1. Dmitrenko I., Kirillov S., Tremblay L., Kassens H., Anisimov O., Lavrov S., Razumov S., Grigoriev M. Recent changes in shelf hydrography in the Siberian Arctic: Potential for subsea permafrost instability. Journ. of Geophys. Research. 2011, 116 (C10): C10027. <https://doi.org/10.1029/2011JC007218>.

2. Romanovskii N.N., Hubberten H.W., Gavrilov A.V., Eliseeva A.A., Tipenko G.S. Offshore permafrost and gas hydrate stability zone on the shelf of East Siberian Seas // *Geo-Mar. Letters*. 2005. V. 25. № 2–3. P. 167–182. <https://doi.org/10.1007/s00367-004-0198-6>.
3. Malakhova V.V., Eliseev A.V. The role of heat transfer time scale in the evolution of the subsea permafrost and associated methane hydrates stability zone during glacial cycles // *Global and Planetary Change*. 2017. V. 157. P. 18–25. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2017.08.007>.
4. Majorowicz J., Osadetz K., Safanda J. Models of Talik, Permafrost and Gas Hydrate Histories—Beaufort Mackenzie Basin, Canada // *Energies*. 2015. V. 8. P. 6738–6764.
5. Tinivella U., Giustiniani M., Marin Moreno H. A quick-look method for initial evaluation of gas hydrate stability below subaqueous permafrost // *Geosciences*. 2019. V. 9. № 8. P. 329. <https://doi.org/10.3390/geosciences9080329>.
6. Chuvilin E., Bukhanov B., Davletshina D., Grebenkin S., Istomin V. Dissociation and Self-Preservation of Gas Hydrates in Permafrost // *Geosciences*. 2018. V. 8. № 12. P. 431. <https://doi.org/10.3390/geosciences8120431>.
7. You K., Flemings P.B., Malinverno A., Collett T.S., Darnell K. Mechanisms of methane hydrate formation in geological systems // *Reviews of Geophysics*. 2019. V. 57. № 4. P. 1146–1196. <https://doi.org/10.1029/2018RG000638>.
8. Thornton B.F., Prytherch J., Andersson K., Brooks I.M., Salisbury D., Tjernström M., Crill P.M. Shipborne eddy covariance observations of methane fluxes constrain Arctic sea emissions // *Sci. Adv.* 2020. V. 6. № 5. P. eaay7934. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aay7934>.
9. Rachold V., Bolshiyarov D.Yu., Grigoriev M.N., Hubberten H.W., Junker R., Kunitsky V.V., Merker F., Overduin P., Schneider W. Near-shore Arctic subsea permafrost in transition // *EOS. Transaction of Amer. Geophys. Union*. 2007. V. 88. № 13. P. 149–156. <https://doi.org/10.1029/2007EO130001>.
10. Анисимов О.А., Борзенкова И.И., Лавров С.А., Стрельченко Ю.Г. Современная динамика подводной мерзлоты и эмиссия метана на шельфе морей Восточной Арктики // *Лёд и Снег*. 2012. № 2 (118). С. 97–105.
11. Разумов С.О., Спектор В.Б., Григорьев М.Н. Модель позднекайнозойской эволюции криолитозоны шельфа западной части моря Лаптевых // *Океанология*. 2014. Т. 54. № 5. С. 679–693.
12. Елисеев А.В., Малахова В.В., Аржанов М.М., Голубева Е.Н., Денисов С.Н., Мохов И.И. Изменение границ многолетнемёрзлого слоя и зоны стабильности гидратов метана на арктическом шельфе Евразии в 1950–2100 гг. // *ДАН*. 2015. Т. 465. № 5. С. 598–603.
13. Nicolsky D.J., Romanovsky V.E., Romanovskii N.N., Kholodov A.L., Shakhova N.E., Semiletov I.P. Modeling sub-sea permafrost in the East Siberian Arctic Shelf: The Laptev Sea region // *Journ. of Geophys. Research: Earth Surface*. 2012. V. 117. № F3. F03028.
14. Overduin P.P., Schneider von Deimling T., Miesner F., Grigoriev M.N., Ruppel C.D., Vasiliev A., Lantuit H., Juhs B., Westermann S. Submarine permafrost map in the Arctic modeled using 1-D transient heat flux (SuPerMAP) // *Journ. of Geophys. Research: Oceans*. 2019. V. 124. № 6. P. 3490–3507. <https://doi.org/10.1029/2018JC014675>.
15. Малахова В.В., Елисеев А.В. Влияние рифтовых зон и термокарстовых озёр на формирование субаквальной мерзлоты и зоны стабильности метаногидратов шельфа моря Лаптевых в плейсто-
2. Romanovskii N.N., Hubberten H.W., Gavrilov A.V., Eliseeva A.A., Tipenko G.S. Offshore permafrost and gas hydrate stability zone on the shelf of East Siberian Seas. *Geo-Marine Letters*. 2005, 25 (2–3): 167–182. <https://doi.org/10.1007/s00367-004-0198-6>.
3. Malakhova V.V., Eliseev A.V. The role of heat transfer time scale in the evolution of the subsea permafrost and associated methane hydrates stability zone during glacial cycles. *Global and Planetary Change*. 2017, 157: 18–25. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2017.08.007>.
4. Majorowicz J., Osadetz K., Safanda J. Models of Talik, Permafrost and Gas Hydrate Histories—Beaufort Mackenzie Basin, Canada. *Energies*. 2015, 8: 6738–6764.
5. Tinivella U., Giustiniani M., Marin Moreno H. A quick-look method for initial evaluation of gas hydrate stability below subaqueous permafrost. *Geosciences*. 2019, 9 (8): 329. <https://doi.org/10.3390/geosciences9080329>.
6. Chuvilin E., Bukhanov B., Davletshina D., Grebenkin S., Istomin V. Dissociation and Self-Preservation of Gas Hydrates in Permafrost. *Geosciences*. 2018, 8 (12): 431. <https://doi.org/10.3390/geosciences8120431>.
7. You K., Flemings P.B., Malinverno A., Collett T.S., Darnell K. Mechanisms of methane hydrate formation in geological systems. *Reviews of Geophysics*. 2019, 57 (4): 1146–1196. <https://doi.org/10.1029/2018RG000638>.
8. Thornton B.F., Prytherch J., Andersson K., Brooks I.M., Salisbury D., Tjernström M., Crill P.M. Shipborne eddy covariance observations of methane fluxes constrain Arctic sea emissions. *Sci. Adv.* 2020, 6 (5): eaay7934. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aay7934>.
9. Rachold V., Bolshiyarov D.Yu., Grigoriev M.N., Hubberten H.W., Junker R., Kunitsky V.V., Merker F., Overduin P., Schneider W. Near-shore Arctic subsea permafrost in transition. *EOS Transaction Amer. Geophys. Union*. 2007, 88 (13): 149–156. <https://doi.org/10.1029/2007EO130001>.
10. Anisimov O.A., Borzenkova I.I., Lavrov S.A., Strel'chenko Yu.G. The current dynamics of the submarine permafrost and methane emissions on the shelf of the Eastern Arctic seas. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2012, 2 (118): 97–105. [In Russian].
11. Razumov S.O., Spector V.B., Grigoriev M.N. A Model of the Late-Cenozoic Cryolithozone Evolution for the Western Laptev Sea Shelf. *Okeanologiya. Oceanology*. 2014, 54 (5): 679–693. doi: 10.7868/S0030157414040091. [In Russian].
12. Eliseev A.V., Malakhova V.V., Arzhanov M.M., Golubeva E.N., Denisov S.N., Mokhov I.I. Changes in the boundaries of the permafrost layer and the methane hydrate stability zone on the Eurasian Arctic Shelf, 1950–2100. *Proc. of the Academy of Sciences*. 2015, 465 (2): 1283–1288. doi 10.1134/S1028334X16110131.
13. Nicolsky D.J., Romanovsky V.E., Romanovskii N.N., Kholodov A.L., Shakhova N.E., Semiletov I.P. Modeling sub-sea permafrost in the East Siberian Arctic Shelf: The Laptev Sea region. *Journ. of Geophys. Research: Earth Surface*. 2012, 117 (F3): F03028.
14. Overduin P.P., Schneider von Deimling T., Miesner F., Grigoriev M.N., Ruppel C. D., Vasiliev A., Lantuit H., Juhs B., Westermann S. Submarine permafrost map in the Arctic modeled using 1-D transient heat flux (SuPerMAP). *Journ. of Geophys. Research: Oceans*. 2019, 124 (6): 3490–3507. <https://doi.org/10.1029/2018JC014675>.
15. Malakhova V.V., Eliseev A.V. Influence of rift zones and thermokarst lakes on the formation of subaqueous permafrost and the stability zone of methane hydrates of the Laptev sea shelf in the pleistocene. *Led i*

- цене // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 2. С. 231–242. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-2-231-242>.
16. *Brouchkov A.* Salt and water transfer in frozen soils induced by gradients of temperature and salt content // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2000. V. 11. № 2. P. 153–160.
 17. *Portnov A., Mienert J., Serov P.* Modeling the evolution of climate sensitive Arctic subsea permafrost in regions of extensive gas expulsion at the West Yamal shelf // *Journ. of Geophys. Research: Biogeosciences*. 2014. V. 119. № 11. P. 2082–2094. <https://doi.org/10.1002/2014JG002685>.
 18. *Yang D., Xu W.* Effects of salinity on methane gas hydrate system // *Science in China. Series D-Earth Sciences*. 2007. V. 50. P. 1733–1745. <https://doi.org/10.1007/s11430-007-0126-5>.
 19. *Чувиллин Е.М., Гребенкин С.И., Сакле М.* Влияние влагосодержания на газопроницаемость песчаных пород в мерзлом и талом состояниях // *Криосфера Земли*. 2016. Т. XX. № 3. С. 71–78.
 20. *Галушкин Ю.И., Ситар К.А., Фролов С.В.* Формирование и деградация криогенных толщ на Уренгойской и Куюмбинской площадях Сибири. Ч. 1. Применение системы моделирования осадочных бассейнов ГАЛО // *Криосфера Земли*. 2012. Т. XVI. № 1. С. 3–11.
 21. *Moridis G.J.* Numerical studies of gas production from methane hydrates // *Society of Petroleum Engineers Journ.* 2003. V. 32. № 8. P. 359–370.
 22. *Bauch H.A., Mueller-Lupp T., Taldenkova E., Spielhagen R.F., Kassens H., Grootes P.M., Thiede J., Heinemeier J., Petryashov V.V.* Chronology of the Holocene transgression at the North Siberian margin // *Global and Planetary Change*. 2001. V. 31. № 1–4. P. 125–139.
 23. *Waelbroeck C., Labeyrie L., Michel E., Duplessy J., McManus J., Lambeck K., Balbon E., Labracherie M.* Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records // *Quaternary Science Review*. 2002. V. 21. № 1–3. P. 295–305.
 24. *Malakhova V.V., Eliseev A.V.* Uncertainty in temperature and sea level datasets for the Pleistocene glacial cycles: Implications for thermal state of the subsea sediments // *Global and Planetary Change*. 2020. V. 192. P. 103249. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2020.103249>.
 25. *Petit J., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.-M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davis M., Delaygue G., Delmotte M., Kotlyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V.Y., Lorius C., Pépin L., Ritz C., Saltzman E., Stievenard M.* Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok Ice Core, Antarctica // *Nature*. 1999. V. 399. P. 429–436.
 26. *Golubeva E., Platov G., Malakhova V., Kraineva M., Iakshina D.* Modelling the Long-Term and Inter-Annual Variability in the Laptev Sea Hydrography and Subsea Permafrost State // *Polarforschung, Bremerhaven, Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research*. 2018. V. 87. № 2. P. 195–210. doi: 10.2312/polarforschung.87.2.195.
 27. *Davies J.H.* Global map of Solid Earth surface heat flow // *Geochem. Geophys. Geosystems*. 2013. V. 14. № 10. P. 4608–4622.
 28. *Фотиев С.М.* Современные представления об эволюции криогенных областей Западной и Восточной Сибири в плейстоцене и голоцене (Сообщение 2) // *Криосфера Земли*. 2006. Т. X. № 2. С. 3–26.
 29. *Фартышев А.И.* Особенности прибрежно-шельфовой криолитозоны моря Лаптевых. Новосибирск: Наука, 1993. 136 с.
 30. *Davie M.K., Zatsepina O.Y., Buffett B.A.* Methane solubility in marine hydrate environments // *Marine Geology*. 2004. V. 203. P. 177–184.
 - Sneg. Ice and Snow*. 2018, 58 (2): 231–242. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-2-231-242>. [In Russian].
 16. *Brouchkov A.* Salt and water transfer in frozen soils induced by gradients of temperature and salt content. *Permafrost and Periglacial Processes*. 2000, 11 (2): 153–160.
 17. *Portnov A., Mienert J., Serov P.* Modeling the evolution of climate sensitive Arctic subsea permafrost in regions of extensive gas expulsion at the West Yamal shelf // *Journ. of Geophys. Research: Biogeosciences*. 2014, 119 (11): 2082–2094. <https://doi.org/10.1002/2014JG002685>.
 18. *Yang D., Xu W.* Effects of salinity on methane gas hydrate system. *Science in China. Series D-Earth Sciences*. 2007, 50: 1733–1745. <https://doi.org/10.1007/s11430-007-0126-5>.
 19. *Chuvilinn E.M., Grebenkin S.I., Sacleux M.* Influence of moisture content on permeability of sandy soils in frozen and unfrozen states. *Kriosfera Zemli. Earth's Cryosphere*. 2016, XX (3): 71–78. [In Russian].
 20. *Galushkin Yu., Sitar K., Frolov S.V.* Permafrost formation and degradation in the Urengoy and Kuyumbinskaya areas of Siberia. Part 2. Influence of variations in thermophysical parameters of frozen rocks on temperature and heat flow distributions with depth. *Earth's Cryosphere*. 2012, XVI (1): 23–29.
 21. *Moridis G.J.* Numerical studies of gas production from methane hydrates. *Society of Petroleum Engineers Journ.* 2003, 32 (8): 359–370.
 22. *Bauch H.A., Mueller-Lupp T., Taldenkova E., Spielhagen R.F., Kassens H., Grootes P.M., Thiede J., Heinemeier J., Petryashov V.V.* Chronology of the Holocene transgression at the North Siberian margin. *Global and Planetary Change*. 2001, 31 (1–4): 125–139.
 23. *Waelbroeck C., Labeyrie L., Michel E., Duplessy J., McManus J., Lambeck K., Balbon E., Labracherie M.* Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Review*. 2002, 21 (1–3): 295–305.
 24. *Malakhova V.V., Eliseev A.V.* Uncertainty in temperature and sea level datasets for the Pleistocene glacial cycles: Implications for thermal state of the subsea sediments. *Global and Planetary Change*. 2020, 192: 103249. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2020.103249>.
 25. *Petit J., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.-M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davis M., Delaygue G., Delmotte M., Kotlyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V.Y., Lorius C., Pépin L., Ritz C., Saltzman E., Stievenard M.* Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok Ice Core, Antarctica. *Nature*. 1999, 399: 429–436.
 26. *Golubeva E., Platov G., Malakhova V., Kraineva M., Iakshina D.* Modelling the Long-Term and Inter-Annual Variability in the Laptev Sea Hydrography and Subsea Permafrost State. *Polarforschung, Bremerhaven, Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research*. 2018, 87 (2): 195–210. doi: 10.2312/polarforschung.87.2.195.
 27. *Davies J.H.* Global map of Solid Earth surface heat flow. *Geochemistry. Geophysics. Geosystems*. 2013, 14 (10): 4608–4622.
 28. *Fotiev S.M.* Modern conceptions of the evolution of cryogenic area of West and East Siberia in pleistocene and golocene (Report 2). *Kriosfera Zemli. Earth's Cryosphere*. 2006, X (2): 3–26. [In Russian].
 29. *Fartyshev A.I.* *Osobennosti pribrezhno-shelfovoy kriolitozony morya Laptevykh.* Features of offshore permafrost on the Laptev Sea Shelf. *Novosibirsk: Siberian Branch Nauka Publisher*, 1993: 136 p. [In Russian].
 30. *Davie M.K., Zatsepina O.Y., Buffett B.A.* Methane solubility in marine hydrate environments. *Marine Geology*. 2004, 203: 177–184.

Морские, речные и озёрные льды

УДК 551.322:551.326

doi: 10.31857/S2076673420040059

Учёт внутренней структуры кия тороса при термодинамических расчётах эволюции консолидированного слоя

© 2020 г. О.М. Андреев

Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия
andoleg@aari.ru

Accounting of the internal structure of the ice hummock keel in thermodynamic calculations of the evolution of the consolidated layer

O.M. Andreev

Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia
andoleg@aari.ru

Received August 29, 2019 / Revised February 7, 2020 / Accepted June 10, 2020

Keywords: Arctic regions, internal structure, hummock, porosity, ridge keels, two-dimensional thermodynamic model of ice hummock.

Summary

Materials from long-term field observations of the internal structure of ice hummocks in the Arctic seas were analyzed. Empirical expressions describing the porosity distribution of the underwater part of a newly-formed hummock depending on the depth and width of the keel had been derived. A two-dimensional thermodynamic ice hummock model taking into account these expressions has been developed. The influence of porosity distribution on the results of thermodynamic calculations of ice hummock evolution is considered. It is shown that the porosity distribution in the ice hummock keel defines the growth of the consolidated layer to a large extent. The screening effect of the ice hummock sail on the evolution of the consolidated layer is less important. As a result, during the life-time of the ice hummock, the thickness of the consolidated layer in its central part becomes greater than at its edges. The smaller the size of the ice hummock, the faster this effect appears.

Citation: Andreev O.M. Accounting of the internal structure of the ice hummock keel in thermodynamic calculations of the evolution of the consolidated layer. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2020, 60 (4): 547–556. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673420040059.

Поступила 29 августа 2019 г. / После доработки 7 февраля 2020 г. / Принята к печати 10 июня 2020 г.

Ключевые слова: Арктика, внутренняя структура, гряда торосов, двухмерная термодинамическая модель тороса, пористость, торос.

На основании обработки данных многолетних наблюдений рассматриваются пространственная неоднородность заполнения подводной части тороса и её влияние на скорость промерзания кия тороса при термодинамическом моделировании. Учёт пространственной неоднородности заполнения кия способствует решению вопроса о распределении толщин консолидированного слоя в поперечном сечении тороса для разных этапов эволюции торосистого образования на протяжении зимнего сезона.

Введение

Одна из естественных особенностей морского ледяного покрова — торосы, представляющие собой хаотичные нагромождения обломков льдин, образующихся в результате бокового давления ледяных полей друг на друга, а также на берега и мелководные участки дна. В природных условиях возникновение торосов характерно для морских льдов небольшой толщины (молодых или однолетних), которые формиру-

ют протяжённые гряды со слабо меняющимися по их длине морфометрическими параметрами. Торосы — один из важнейших факторов, регулирующих теплообмен между океаном и атмосферой в Арктике и влияющих на природные климатические изменения [1–3]. Кроме того, именно торосы (гряды торосов) ограничивают хозяйственную деятельность и угрожают как судоходству, так и эксплуатации нефтегазодобывающих платформ и трубопроводов на шельфе арктических морей [3, 4].

Торосы имеют пористую структуру, сформированную из льда, воды и воздуха [3–5]. Часть тороса, находящаяся выше ватерлинии, называется парусом и состоит из блоков льда и воздушных пор. Количество пор характеризуется коэффициентом заполнения паруса тороса, т.е. отношением объёма, заполненного льдом, к общему объёму паруса. Часть тороса ниже ватерлинии называется килем. Киль тороса делится на две части: консолидированную, состоящую только из льда, и неуплотнённую, состоящую из блоков льда и поровых пространств, заполненных морской водой или шугой. Количество поровых пространств характеризуется коэффициентом заполнения киля тороса, т.е. отношением объёма льда к общему объёму киля тороса. В холодный сезон за счёт действия термодинамических факторов консолидированная часть в киле тороса растёт, а неуплотнённая часть эволюционирует под разрушающим термическим и динамическим влиянием окружающей водной среды.

Оценка толщины консолидированного слоя тороса и определение возможности его эволюции относятся к важнейшим задачам, решаемым в рамках современных исследований. Существуют разные подходы, основанные как на методах численного термодинамического моделирования [6–8], так и на методах математической статистики [4, 9]. Однако в полной мере вопрос об определении толщины консолидированного слоя тороса пока не решён.

Постановка проблемы

Согласно измерениям, толщина консолидированного слоя в торосах обычно распределена неравномерно в связи с особенностями заполнения внутренних частей тороса по пространству и вертикали. Усиленный рост консолидированного слоя в так называемых «ядрах консолидации», где заполнение стремится к 100%, и крайне малый рост там, где заполнение минимально, приводят к значительным отличиям толщины даже в близлежащих (метры) точках тороса. Также на рост консолидированного слоя сильно влияют морфометрические особенности надводной части тороса. Всё это создаёт определённые сложности как в интерпретации результатов натурных наблюдений, так и в разработке матема-

тических моделей. В последние годы появился ряд работ, посвящённых термодинамическому моделированию эволюции торосистых образований [6–8, 10 и др.]. Однако для всех указанных работ характерна проблема неоднозначности получаемых результатов моделирования, связанная со сложностями описания внутренней структуры тороса, в первую очередь — с определением начальной пористости (заполнения) в толще тороса по пространству. Таким образом, изначально для корректного математического моделирования и расчёта толщины консолидированного слоя необходимо провести параметризацию распределения заполнения, привязав её к известным морфометрическим параметрам тороса.

Общие морфометрические параметры торосистого образования на начальный момент времени представим в виде обобщённой идеализированной схемы (рис. 1). Связь между основными морфометрическими параметрами тороса рассматривается во многих исследованиях [11–14], где приводятся их авторские статистические зависимости друг от друга, полученные для разных морей и районов. Наиболее полный обзор подобных зависимостей дан в работе [14]. Определив таким образом морфометрические параметры тороса и оценив особенности заполнения его внутренней структуры, можно попытаться рассчитать эволюцию консолидированного слоя. Решению данного вопроса и посвящено настоящее исследование.

Как уже было отмечено, заполнение — одна из важнейших характеристик внутреннего строения торосов. В конце XX в. вопрос о закономерностях вертикальной структуры заполнения для свежих торосов (как килевой части, так и паруса), образованных из льдов разной толщины, был рассмотрен В.Д. Грищенко [15]. В указанном исследовании описана зависимость заполнения от формы и толщины блоков льда, составляющих торос. Был сформулирован вывод о том, что коэффициент заполнения на границе парус—киль максимален, уменьшаясь с высотой паруса и глубиной киля (соответственно под действием сил тяжести и плавучести). В работах Г.А. Суркова [16, 17] для свежих торосов также отмечено уменьшение заполнения киля с глубиной, причём связано это было с увеличением пространства между слагающими его блоками льда. В работе автора настоящего исследования [18] также

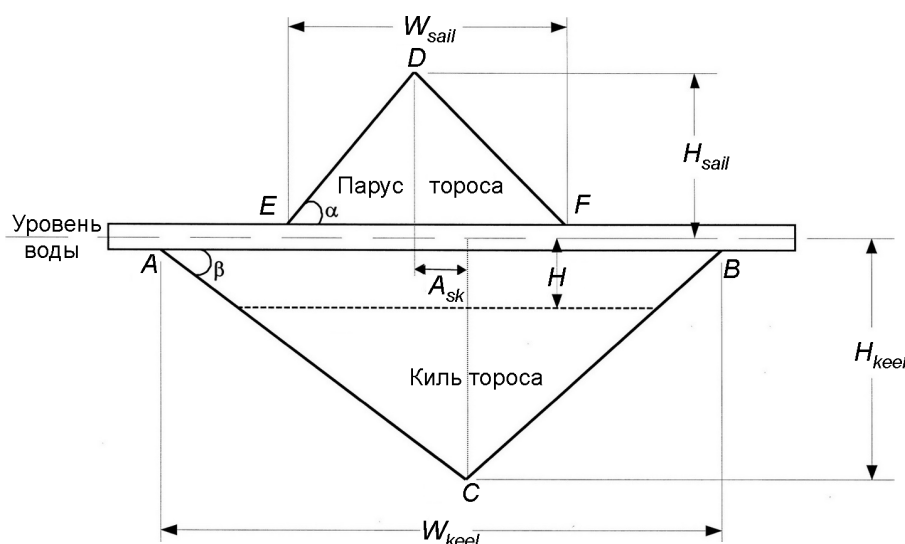


Рис. 1. Обобщённая схема тороса:

треугольник ABC – киль; EFD – парус; углы ската: α – паруса, β – киля тороса; W_{sail} – ширина паруса тороса; W_{keel} – ширина подводной части; H_{sail} – максимальная высота паруса; H_{keel} – максимальная осадка киля; A_{sk} – расстояние между точками максимальной высоты паруса и максимальной осадки киля; H – толщина консолидированного слоя тороса

Fig. 1. The typical scheme of ice hummock:

triangle ABC – a keel; EFD – a sail; slope angles: α – sails, β – keel of hummock; W_{sail} – width of the hummock sail; W_{keel} – the width of the underwater part; H_{sail} – maximum sail height; H_{keel} – maximum draft keel; A_{sk} – the distance between the points of the maximum sail height and the maximum draft of the keel; H – the thickness of the hummock consolidated layer

была изложена схожая закономерность. Из работ последних лет следует выделить исследования, выполненные для районов морей Карского и Лаптевых [19, 20]. В работе [19] на основании статистической обработки значительного объёма данных наблюдений сделан вывод о максимальном значении заполнения на уровне моря и снижении его значения с глубиной, а также описано пространственное заполнение киля тороса. Однако во всех перечисленных исследованиях не было получено обобщённой функциональной зависимости пространственного распределения заполнения от ширины и глубины киля.

Исходные данные и методика исследования

Исходными данными для проведения настоящего анализа выбраны материалы экспедиционных исследований торосистых образований, выполненных в Арктическом и Антарктическом научно-исследовательском институте (лаборатория «Арктик-шельф») в юго- и северо-восточной частях Баренцева моря с 2001 по 2007 г., в южной части Карского моря (2010 г.), а также в Обской губе с 2011 по 2017 г. Обычно объектами экспе-

диционных работ становились наиболее мощные (для района выполнения исследований) однолетние торосистые образования, на которых выполняли комплекс морфометрических, физико-механических и теплофизических наблюдений.

Внутренняя структура торосистых образований исследована с помощью сквозного вертикального шнекового бурения в выбранных точках створов, разбитых на определённом расстоянии друг от друга и покрывающих торосистое образование индивидуальной сеткой с максимальным учётом всех морфометрических особенностей исследуемого тороса. В ходе буровых работ оператор фиксировал три состояния внутренней толщи торосистого образования: твёрдый лёд, провал (воздух, вода) или шуга. Запись наблюдений включала в себя глубину бурения с указанием вертикальных координат провалов. Одновременно выполняли геодезические работы с топографической привязкой каждой точки исследуемого образования.

Поскольку в отличие от работы [18] в данном исследовании сделана попытка оценить пространственное распределение заполнения киля тороса, в качестве критерия отбора точек для дальнейшего анализа было выбрано двукратное превышение глубины киля над сред-

ней толщиной блоков льда, составляющих торос. Это гарантированно обеспечивало нахождение точки в толще тороса. Следующий шаг – исключение точек наблюдений на стамухах, поскольку киль стамух в результате взаимодействия с грунтом подвержен уплотнению, которое приводит к изменению вертикальной структуры заполнения. Заключительный критерий для дальнейшего отбора точек – отсутствие ярко выраженного консолидированного слоя, равного или превышающего толщину окружающего ровного льда. Соответствие указанным критериям отбора данных позволило проанализировать 836 точек из всего используемого массива наблюдений – 3847 точек с записями.

Для каждой отобранной точки проведена процедура обезразмеривания и разбиения кия тороса на десять равных слоёв по вертикали. Далее записи анализировали исходя из двух состояний среды – лёд или провал (жидкая фаза, шуга) – и получали процентное содержание провалов (пор) в каждом выделенном слое. При суммировании всех записей получено среднее вертикальное послойное распределение поровых пространств в киле тороса. При переходе к заполнению полученную зависимость ($R^2 = 0,87$) относительно коэффициента заполнения кия γ_2 можно переписать в следующем виде:

$$\gamma_2 = 0,6 - 0,11 \ln(\xi). \quad (1)$$

Здесь ξ – безразмерная вертикальная координата в киле тороса ($0,05 < \xi < 1,0$), где за ноль принята граница раздела парус–киль.

Из выражения (1) очевидно, что заполнение в верхней части кия тороса превосходит заполнение в нижней. Данное обстоятельство, как уже отмечалось здесь, связано с действием архимедовых сил, которые позволяют небольшим блокам или их обломкам всплывать в промежутках между крупными блоками на начальном этапе формирования тороса. Подобрал горизонтальные профили (части створов с точками бурения), перпендикулярные гребню тороса, мы провели обезразмеривание ширины тороса относительно положения максимального кия (т.е. было обезразмерено расстояние от положения максимального кия до границы тороса по горизонтальной проекции каждого горизонтального профиля). По полученному массиву точек с записями (789 точек), лежащих на таких горизон-

тальных профилях, и с учётом ранее уже обезразмеренной глубины кия получена зависимость пространственного распределения коэффициента заполнения в толще тороса в следующем виде:

$$\gamma_2 = 0,63 - 0,11 \ln(\xi) - 0,2\xi\chi, \quad (2)$$

где χ – безразмерная горизонтальная координата (меняется от 0,0 в точке максимального кия до 1,0 на границе тороса).

Выражение (2) показывает не только уменьшение заполнения по мере заглубления от границы парус–киль, но и некоторое снижение заполнения по мере смещения к границам тороса от положения максимального кия. Видимо, таким образом сказывается не только работа архимедовых сил, но и сопутствующее уменьшение количества мелких обломков льда в киле по мере удаления от зоны контакта двух льдин при торосении (т.е. зоны максимального кия и паруса), что ранее уже отмечалось в исследовании [19]. Итак, согласно выражению (2), интегральное (по вертикали) заполнение уменьшается от значения 0,74 в зоне максимального кия до значения 0,64 у границ тороса, что хорошо согласуется с результатами натурных измерений, которые описаны в работах [4, 15–17, 19, 20]. Влияние учёта полученного соотношения (2) на скорость промерзания тороса или, что более наглядно, на распределение толщины консолидированного слоя вдоль поперечного сечения тороса удобнее всего проследить с помощью двумерной термодинамической модели, которая и была разработана в процессе настоящего исследования.

Модель

Итак, в двумерном представлении система уравнений для расчёта увеличения толщины консолидированного слоя торосистого образования, покрытого слоем снега, будет иметь следующий вид:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = a_s \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + \frac{1}{c_s \rho_s} \left(\frac{\partial \lambda_s}{\partial z} \frac{\partial T}{\partial z} + \frac{\partial I_0}{\partial z} \right) + a_s \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{1}{c_s \rho_s} \frac{\partial \lambda_s}{\partial y} \frac{\partial T}{\partial y},$$

$$h_s \geq z > h, 0 \leq y \leq Y;$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = (a_i \gamma_1 + a_{air}(1 - \gamma_1)) \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + (a_i \gamma_1 + a_{air}(1 - \gamma_1)) \frac{\partial^2 T}{\partial y^2},$$

$$h \geq z > 0, 0 \leq y \leq Y;$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = a_i \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + \frac{1}{c_i \rho_i} \frac{\partial \lambda_i}{\partial z} \frac{\partial T}{\partial z} + a_i \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{1}{c_i \rho_i} \frac{\partial \lambda_i}{\partial y} \frac{\partial T}{\partial y},$$

$$0 \geq z \geq H, 0 \leq y \leq Y.$$

Граничные условия имеют вид, характерный для задач такого типа:

$$z = h_s, 0 \leq y \leq Y, \lambda_s \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=0} = \Phi;$$

$$y = 0, h_s \geq z > h, \lambda_s \frac{\partial T}{\partial y} \Big|_{y=0} = 0;$$

$$y = Y, h_s \geq z > h, \lambda_s \frac{\partial T}{\partial y} \Big|_{y=Y} = 0;$$

$$z = h, 0 \leq y \leq Y, \lambda_s \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=h+0} = (\lambda_i \gamma_1 + \lambda_{air}(1-\gamma_1)) \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=h-0};$$

$$z = h, 0 \leq y \leq Y, T(t, z_{h+0}) = T(t, z_{h-0});$$

$$y = 0, h \geq z > 0, (\lambda_i \gamma_1 + \lambda_{air}(1-\gamma_1)) \frac{\partial T}{\partial y} \Big|_{y=0} = 0;$$

$$y = Y, h \geq z > 0, (\lambda_i \gamma_1 + \lambda_{air}(1-\gamma_1)) \frac{\partial T}{\partial y} \Big|_{y=Y} = 0;$$

$$z = 0, 0 \leq y \leq Y, (\lambda_i \gamma_1 + \lambda_{air}(1-\gamma_1)) \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=0+} = \lambda_i \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=0-};$$

$$z = 0, 0 \leq y \leq Y, T(t, z_{0+}) = T(t, z_{0-});$$

$$y = 0, 0 \geq z \geq H, \lambda_i \frac{\partial T}{\partial y} \Big|_{y=0} = 0;$$

$$y = Y, 0 \geq z \geq H, \lambda_i \frac{\partial T}{\partial y} \Big|_{y=Y} = 0;$$

$$z = H, 0 \leq y \leq Y, T_z(t, H) = \Theta,$$

где γ_1 — коэффициент заполнения надводной части (паруса) тороса; h_s — толщина слоя снега на поверхности тороса; h — высота паруса тороса; H — толщина консолидированного слоя; Y — ширина тороса (в модели соответствует значению W_{keel} на рис. 1); a — коэффициент температуропроводности; λ — коэффициент теплопроводности; c — коэффициент эффективной теплоёмкости; ρ — плотность соответственно: льда i , снега s и воздуха air ; t — время; T — температура; z — вертикальная координата (направлена вниз); y — горизонтальная координата (направлена вправо); Φ — суммарный поток тепла на границе снег—атмосфера, включающий в себя коротко- и длинноволновый радиа-

ционные балансы поверхности льда и вертикальные турбулентные потоки явного и скрытого тепла; I_0 — поток коротковолновой солнечной радиации, проникающей в среду (снег); Θ — температура замерзания морской воды.

Модель реализуется на двухмерной геометрически адаптивной криволинейной расчётной сетке, позволяющей отслеживать границы слоёв. Дискретизация выполняется по локально-одномерной абсолютно устойчивой неявной схеме А.А. Самарского [21] путём расщепления по пространственным координатам и решается методом прогонки. При этом изменение толщины консолидированного слоя тороса определяется по выражению следующего вида:

$$z = H, 0 \leq y \leq Y, \frac{\partial H}{\partial t} = \frac{1}{(1-\gamma_2)} \frac{1}{L \rho_i} \lambda_i \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=H} - \Phi_W, \quad (3)$$

где Φ_W — поток тепла от воды; L — эффективная теплота плавления; γ_2 — коэффициент заполнения подводной части (киля) тороса.

Из условий постановки задачи следует, что ширина тороса неизменна (с теплоизолированными границами). Толщина снежного покрова на поверхности тороса и высота паруса тороса считаются величинами заданными и описывают геометрию надводной части тороса. Глубина килля в каждой точке по ширине тороса ограничивает максимально возможную глубину промерзания тороса. Фазовый переход сосредоточен на плоском фронте внутри килля тороса (условие Стефана). При достижении глубины промерзания границы килля дальнейшее увеличение толщины консолидированного слоя происходит аналогично росту толщины ровного льда. Поток тепла от воды (при его наличии) сначала действует на неконсолидированную часть килля тороса, приводя к его таянию, и только при достижении глубины промерзания границ килля поток тепла от воды участвует в расчётах эволюции консолидированного слоя по выражению (3). Также следует иметь в виду, что в данной компоновке модели процесс таяния среды (снег, лёд) пока не был предусмотрен.

В качестве входных параметров в модели используются величины стандартных метеорологических параметров: температура и относительная влажность воздуха; скорость ветра; атмосферное давление; балл облачности. При необходимости расчёта потока тепла от воды требуются также данные о гидрологии подлёдного слоя.

Результаты моделирования

С целью демонстрации возможностей и проверки адекватности работы представленной модели (включая использование выражения для пространственной неоднородности заполнения подводной части тороса) проведены тестовые расчёты эволюции толщины консолидированного слоя для двух типов торосов (условно: малый торос и большой торос). Для этого в точке, расположенной на акватории Карского моря (в его южной части), были заданы основные морфометрические параметры для двух типов торосов (таблица), а в качестве входных данных для расчётов использованы ряды метеорологического реанализа NCEP (основные метеорологические параметры с дискретностью шесть часов) за зимний период 2017/18 г. За основу определения морфометрических параметров тороса приняты соотношения из работы [14], полученные для арктического региона. При этом за условный «большой торос» в настоящем исследовании принят торос с наиболее характерными для Арктики параметрами [11, 14], а за малый – его уменьшенная (в два раза) копия.

Отметим, что для простоты дальнейшего анализа в данных торосах точки максимального киля и максимального паруса совпадали, т.е. торосы были симметричными относительно вертикальной оси. Расчёты проводили для двух случаев: при наличии слоя снега у подошвы паруса тороса, а также при его отсутствии. Толщина слоя снега выбиралась исходя из соображений, приведённых в исследованиях [1, 3, 4]; на

Основы морфометрические параметры торосов, используемых при моделировании

Характеристики	Условный тип тороса	
	малый торос	большой торос
Максимальные вертикальные размеры, м:		
высота паруса	1,0	2,0
глубина киля	4,3	8,6
Максимальная ширина, м:		
парус	5,6	11,2
киль	14,8	29,6
Угол склона, градусы:		
парус	21	21
киль	29	29

весь период расчётов она оставалась неизменной. Величина начальной толщины консолидированного слоя тороса принята равной характерной толщине блоков (0,4 м), составляющих торосы в южной части Карского моря. Начальный профиль температуры принимался линейным по вертикали. На верхней границе снега он задавался равным температуре воздуха, на нижней границе консолидированного слоя – температуре замерзания воды. Солёность толщи тороса принималась постоянной и равной 3 ‰ для паруса и 6 ‰ для консолидированного слоя тороса. Заполнение киля определялось по выражению (2); пример полученного таким образом распределения для «большого тороса» приведён на рис. 2. Расчёты начинались (т.е. задавалась условная дата образования рассматриваемых торосов) именно со времени достижения ровным льдом (рассчитанным по модели [22]) указанной тол-



Рис. 2. Пример пространственного распределения заполнения для киля тороса

Fig. 2. The example of spatial distribution of filling for ice hummock keel

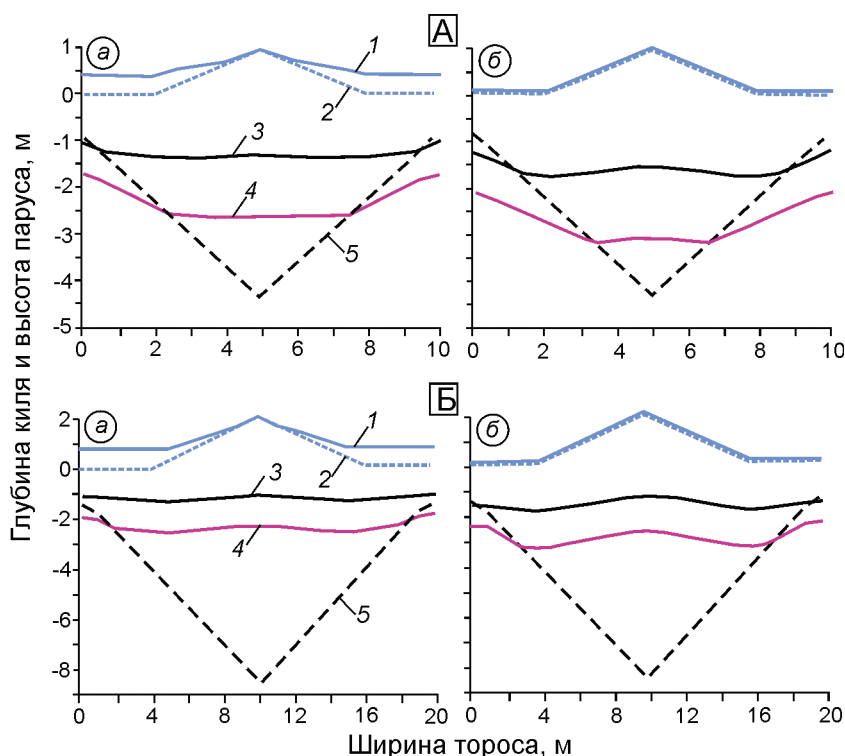


Рис. 3. Результаты расчётов толщины консолидированного слоя малого (А) и большого (Б) тороса в течение зимнего периода для района южной части Карского моря, полученные при наличии слоя снега у подошвы паруса тороса (а) и при его отсутствии (б):

1 – толщина снега; 2 – высота паруса тороса; 3 – толщина консолидированного слоя через два месяца после образования тороса; 4 – толщина консолидированного слоя на конец зимнего периода; 5 – киль тороса на момент его образования

Fig. 3. Results of calculations of a small ice (А) and a big ice (Б) hummock consolidated layer thickness during the winter period for a Kara sea southern part area, received in the presence of a snow layer at a sole of ice hummock sail (а), and also at its absence (б).

1 – snow depth; 2 – height of hummock sail; 3 – thickness of the consolidated layer in two months after hummock formation; 4 – thickness of the consolidated layer on the end of the winter period; 5 – keel a hummock at the moment of its formation

щины (0,4 м) и продолжались до момента начала таяния снега на поверхности тороса (дата окончания расчётов). Общая продолжительность расчётов составила 198 сут. (с 12 ноября по 28 мая).

Турбулентный теплообмен с атмосферой в модели вычислялся по интегральным аэродинамическим формулам [1]. Коротковолновая солнечная радиация перераспределяется в толще снега и льда в соответствии со значениями альбедо и коэффициентов пропускания и ослабления [22]. Длинноволновый радиационный баланс поверхности определяется с учётом балла общей облачности [23]. Физические свойства сред (теплоёмкость, теплопроводность, плотность, скрытая теплота плавления/кристаллизации) рассчитываются с использованием полуэмпирических зависимостей этих величин от температуры и солёности [24].

На рис. 3 представлены некоторые результаты расчётов толщины консолидированного слоя малого и большого торосов в течение зимнего периода. Из рис. 3 видно, что промерзание большого тороса (по абсолютной величине) идёт быстрее, чем малого. Это связано с используемой зависимостью вертикальной неоднородности коэффициента заполнения. При этом малый торос безусловно полностью промерзнет быстрее большого. Значения толщины консолидированного слоя, полученные как для большого тороса (3,0–3,3 м), так и для малого (2,5–3,0 м), к концу зимнего периода хорошо соотносятся с результатами наблюдений в работах [4, 13, 14, 19]. Например, в работе [14] толщина консолидированного слоя «типичного однолетнего тороса» осеннего образования (с морфометрическими параметрами, очень близ-

кими к большему из использованных в настоящем исследовании торосов) оценена как 3,1 м. Это свидетельствует об адекватности воспроизведения разработанной моделью реальных природных величин.

Дискуссия

Результаты выполненных расчётов показывают нам суть эволюционных изменений, происходящих с толщиной консолидированного слоя (определяемой вдоль поперечного сечения тороса) в течение зимнего сезона. При образовании тороса в начале зимы в первые месяцы его существования максимальная скорость промерзания (увеличение толщины консолидированного слоя) отмечается на участках киля, находящихся вне зоны паруса тороса, ближе к его границам. Однако с течением времени рост толщины консолидированного слоя на этих участках замедляется. По-видимому, это связано с ограниченностью вертикальных размеров киля на таких участках и с соответствующим снижением заполнения в нижних слоях. При достижении уровня промерзания границы киля на таких участках скорость роста толщины консолидированного слоя начинает соответствовать скорости роста ровного льда. При этом на участках, расположенных под парусом, скорость промерзания меняется незначительно. Таким образом, в определённый момент времени это может привести к выравниванию толщин консолидированного слоя под парусом и вне его, а затем толщина консолидированного слоя под парусом начнёт превосходить соответствующую толщину вне паруса. Очевидно, что при равных климатических условиях для небольших торосов рассмотренный здесь процесс выравнивания и превосходства толщины консолидированного слоя под парусом и вне его произойдёт раньше, чем для крупных.

Влияние вертикальной неоднородности заполнения наиболее значительно в начальный период, когда скорость роста консолидированного слоя может на порядок превышать скорость роста ровного льда при тех же погодных условиях. С течением времени скорость роста толщины консолидированного слоя значительно снижается. Горизонтальная неоднородность

заполнения приводит к более существенному замедлению скорости роста толщины консолидированного слоя на границах тороса по сравнению с его центральной частью. Предварительная оценка показывает, что величина этого замедления достигает 25–30%.

Настоящее исследование проводилось исходя из предположения о наличии подобия (авто-модельности) пространственного распределения коэффициента заполнения в толще подводной части сформировавшегося тороса. Полученные в ходе выполнения исследования результаты относятся к обобщённому, идеализированному торосу, встретить который (как и любой иной идеализированный объект) в реальных природных условиях вряд ли возможно. Влияние повышенного снегонакопления у подошвы паруса тороса, смещение положения максимального паруса относительно положения максимального киля, форма паруса, пространственные вариации коэффициента заполнения киля (так называемые «ядра консолидации») и паруса для условий реального тороса несомненно внесут довольно значительные корректировки в полученные результаты, но общая картина, описанная здесь, от этого сильно не изменится.

Выводы

При проведении настоящего исследования на основе имеющихся в распоряжении автора данных натурных наблюдений за внутренней структурой торосистых образований получено соотношение, обобщённо описывающее пространственное распределение коэффициента заполнения для вновь образованного арктического тороса.

Разработана двумерная термодинамическая модель тороса, позволяющая вести расчёты его эволюции с любыми вариациями как морфометрических параметров (и форм) паруса и киля тороса, так и с функционально заданными параметрами заполнения (пористости). Последним предложенная модель принципиально отличается от моделей [7, 25], основанных на вычислительных методах программного комплекса COMSOL Multiphysics. Двумерность разработанной модели даёт значительное преимущество (по сравнению с одномерными моделями) в

точности расчёта температурного поля внутри толщи торосистого образования при неоднородности задания граничных условий и неоднородности распределения заполнения, что позволяет значительно правильнее оценивать эволюцию толщины консолидированного слоя.

Рассмотрен вопрос о влиянии учёта пространственной неоднородности заполнения киля тороса на результаты термодинамических расчётов, выполненных по разработанной модели. Тестовые расчёты показали, что, несмотря на боль-

шие вертикальные размеры паруса (надводной части), соответствующее ему повышенное заполнение киля (подводной части) может приводить к усиленному промерзанию по отношению к краям тороса. Также замечено, что при равных климатических условиях толщина консолидированного слоя под парусом начинает превосходить толщину консолидированного слоя вне паруса для малого тороса раньше, чем для крупного. Все перечисленные моменты не противоречат результатам натурных наблюдений.

Литература

References

1. Морской лед. Справочное пособие / Под ред. И.Е. Фролова, В.П. Гаврило. СПб.: Гидрометеоздат, 1997. 402 с.
2. Марченко А.В. Влияние консолидации торосов на тепловые потоки из океана в атмосферу // Тр. ААНИИ. 2003. Т. 446. С. 150–164.
3. Ледяные образования морей западной Арктики / Под ред. Г.К. Зубакина. СПб.: изд. ААНИИ, 2007. 256 с.
4. Астафьев В.Н., Сурков В.Н., Трусков П.А. Торосы и стамухи Охотского моря. СПб.: Прогресс–Погода, 1997. 184 с.
5. Hoyland K.V. Simulations of the consolidation process in first-year ice ridges // Cold Regions Science and Technology. 2002. № 34. P. 143–158.
6. Марченко А.В., Гудошников Ю.П., Зубакин Г.К., Махитас А.П. Термодинамическая консолидация торосов // Тр. ААНИИ. 2004. Т. 449. С. 64–89.
7. Shestov A.S., Marchenko A.V. Thermodynamic consolidation of ice ridge keels in water at varying freezing points // Cold Regions Science and Technology. 2016. № 121. P. 1–10.
8. Schramm J., Flato G., Curry J. Toward the modeling of enhanced basal melting in ridge keels // Journ. of Geophys. Research. 2000. V. 105. № C6. P. 14081–14092.
9. Mironov Y.U., Porubayev V.S. Structural peculiarities of ice features on the offshore of the Caspian Sea, the Sea of Okhotsk and the Pechora Sea // Proc. of the 18h Intern. Conf. on POAC'05. Potsdam, USA, June 26–30, 2005. P. 425–434.
10. Андреев О.М. Термодинамическое моделирование эволюции торосистых образований в Арктическом бассейне // Лёд и Снег. 2011. № 1 (113). С. 69–74.
11. Timco G.M., Burden R.P. An analysis of the shapes of sea ice ridges // Cold Regions Science and Technology. 1997. № 25. P. 65–77.
12. Lepparanta M., Lensu M., Kosloff P., Veitch B. The life story of a first-year sea ice ridge // Cold Regions Science and Technology. 1995. № 23. P. 279–290.
1. *Morskoy led. Spravochnoye posobiye*. Sea ice. Reference Guide. St. Petersburg: Hydrometeoizdat, 1997: 402 p. [In Russian].
2. *Marchenko A.V.* Influence of hummocks consolidation to the thermal flows from the ocean to the atmosphere. *Trudy AANII. Proc. of AARI*. 2003, 446: 150–164. [In Russian].
3. *Ledyanye obrazovaniya morey sapadnoy Arktiki*. Ice formation in the seas of Western Arctic. Ed. G.K. Zubakin. St. Petersburg: AARI, 2007: 256 p. [In Russian].
4. *Astafiev V.N., Surkov V.N., Truskov P.A. Torosy i stamukhi Okhotskogo morya*. Ice hummocks and ground hummocks in the Okhotsk Sea. St. Petersburg: Progress–Pogoda, 1997: 184 p. [In Russian].
5. *Hoyland K.V.* Simulations of the consolidation process in first-year ice ridges. *Cold Regions Science and Technology*. 2002, 34: 143–158.
6. *Marchenko A.V., Gudoshnikov Yu.P., Zubakin G.K., Maksh-tas A.P.* Thermodynamic consolidation of hummocks. *Trudy AANII. Proc. of AARI*. 2004, 449: 64–89. [In Russian].
7. *Shestov A.S., Marchenko A.V.* Thermodynamic consolidation of ice ridge keels in water at varying freezing points. *Cold Regions Science and Technology*. 2016, 121: 1–10.
8. *Schramm J., Flato G., Curry J.* Toward the modeling of enhanced basal melting in ridge keels. *Journ. of Geophys. Research*. 2000, 105 (C6): 14081–14092.
9. *Mironov Y.U., Porubayev V.S.* Structural peculiarities of ice features on the offshore of the Caspian Sea, the Sea of Okhotsk and the Pechora Sea. *Proc. of the 18h Intern. Conf. on POAC'05*. Potsdam, USA, June 26–30, 2005: 425–434.
10. *Andreev O.M.* Thermodynamic modeling of evolution the hummock formations in the Arctic basin. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2011, 1 (113): 69–74. [In Russian].
11. *Timco G.M., Burden R.P.* An analysis of the shapes of sea ice ridges. *Cold Regions Science and Technology*. 1997, 25: 65–77.
12. *Lepparanta M., Lensu M., Kosloff P., Veitch B.* The life story of a first-year sea ice ridge. *Cold Regions Science and Technology*. 1995, 23: 279–290.

13. *Kharitonov V.V.* Internal structure of ice ridges and stamukhas based on thermal drilling data // *Cold Regions Science and Technology*. 2008. № 52. P. 302–325.
14. *Strub-Klein L., Sudom D.* A comprehensive analysis of the morphology of first-year sea ice ridges // *Cold Regions Science and Technology*. 2012. № 22. P. 94–109.
15. *Грищенко В.Д.* Морфометрические характеристики гряд торосов на льдах Арктического бассейна // *Тр. ААНИИ*. 1988. Т. 401. С. 46–55.
16. *Surkov G.A.* Thickness of the consolidated layer in first-year hummocks. Proc. 16th Intern. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions. Ottawa, Ontario, Canada. August 12–17, 2001. P. 245–252. <http://www.poac.com/PapersOnline.html>.
17. *Surkov G.A.* Internal structure of first-year hummocks. Proc. of the 11th (2001) ISOPE. Stavanger, Norway. June 17–22, 2001. V. I. P. 796–798.
18. *Андреев О.М.* Влияние вертикальной неоднородности заполнения кия тороса на скорость его промерзания // *Лёд и Снег*. 2013. № 2 (122). С. 63–68.
19. *Павлов В.А., Корнишин К.А., Ефимов Я.О., Мионов Е.У., Гузенко Р.Б., Харитонов В.В.* Особенности развития консолидированного слоя гряд торосов в морях Карском и Лаптевых // *Нефтяное хозяйство*. 2016. № 11. С. 49–54.
20. *Kharitonov V.V.* Ice ridges in landfast ice of Shokalskogo Strait // *Geography, Environment, Sustainability*. 2019. V. 12. № 3. P. 16–26. doi: 10.24057/2071-9388-2019-43.
21. *Самарский А.А.* Теория разностных схем. М.: Наука, 1977. 656 с.
22. *Андреев О.М., Иванов Б.В.* Параметризация радиационных процессов в модели ледяного покрова // *Метеорология и гидрология*. 2001. № 2. С. 81–88.
23. *Makshtas A.P., Andreas E.L., Svyashchennikov P.N., Timachev V.F.* Accounting for clouds in sea ice models // *Cold Regions Research and Engineering Laboratory*. 1998. V. 98-9. 39 p.
24. *Назинцев Ю.Л., Дмитраж Ж.А., Мусеев В.И.* Теплофизические свойства морского льда. Л.: изд. ЛГУ, 1988. 260 с.
25. *Marchenko A.V.* Thermodynamic consolidation and melting of sea ice ridges // *Cold Regions Science and Technology*. 2008. V. 52. P. 278–301.
13. *Kharitonov V.V.* Internal structure of ice ridges and stamukhas based on thermal drilling data. *Cold Regions Science and Technology*. 2008, 52: 302–325.
14. *Strub-Klein L., Sudom D.* A comprehensive analysis of the morphology of first-year sea ice ridges. *Cold Regions Science and Technology*. 2012, 22: 94–109.
15. *Grishenko V.D.* Morphometric characteristics of ridges keels on ices of the Arctic basin. *Trudy AANII*. Proc. of AARI. 1988, 401: 46–55. [In Russian].
16. *Surkov G.A.* Thickness of the consolidated layer in first-year hummocks. Proc. 16th Intern. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions. Ottawa, Ontario, Canada. August 12–17, 2001: 245–252. <http://www.poac.com/PapersOnline.html>.
17. *Surkov G.A.* Internal Structure of First-Year Hummocks. Proc. of the 11th (2001) ISOPE. Stavanger, Norway. June 17–22, 2001, 1: 796–798.
18. *Andreev O.M.* Effect of vertical inhomogeneity of the ridge keel filling on its freezing rate. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2013, 2 (122): 63–68. [In Russian].
19. *Pavlov V.A., Kornishin K.A., Efimov Ya.O., Mironov Ye.U., Guzenko R.B., Kharitonov V.V.* Peculiarities of the CL development of ice ridges in the Kara and Laptev Seas. *Oil Industry*. 2016, 11: 49–54.
20. *Kharitonov V.V.* Ice ridges in landfast ice of Shokalskogo Strait. *Geography, Environment, Sustainability*. 2019, 12 (3): 16–26. doi: 10.24057/2071-9388-2019-43.
21. *Samarsky A.A.* *Teoriya raznostnykh skhem*. Theory of difference schemes. Moscow: Science, 1977: 656 p. [In Russian].
22. *Andreev O.M., Ivanov B.V.* *Parametrizatsiya radiatsionnykh protsessov v modeli ledyanogo pokrova*. Parameterization of radiation processes in the ice cover model. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 2001, 2: 81–88. [In Russian].
23. *Makshtas A.P., Andreas E.L., Svyashchennikov P.N., Timachev V.F.* Accounting for clouds in sea ice models. *Cold Regions Research and Engineering Laboratory*. 1998, 98-9: 39 p.
24. *Nazintsev Yu.L., Dmitraz Z.A., Moiseev V.I.* *Teplofizicheskiye svoystva morskogo l'da*. Thermophysical properties of sea ice. L.: Leningrad State University Publishing House, 1988: 260 p. [In Russian].
25. *Marchenko A.V.* Thermodynamic consolidation and melting of sea ice ridges. *Cold Regions Science and Technology*. 2008, 52: 278–301.

Конвекция воздуха в снежном покрове морского льда© 2020 г. П.В. Богородский^{1*}, В.А. Бородин¹, В.Ю. Кустов¹, А.А. Сумкина^{2,3}¹Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия;²Всероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии, Москва, Россия;³Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

*bogorodski@aari.ru

Air convection in snow cover of sea iceP.V. Bogorodskiy^{1*}, V.A. Borodkin¹, V.Yu. Kustov¹, A.A. Sumkina^{2,3}¹Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia; ²Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography, Moscow, Russia ³Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

*bogorodski@aari.ru

Received August 21, 2019 / Revised March 27, 2020 / Accepted June 10, 2020

Keywords: *convective instability, critical Rayleigh number, thermodynamic model.***Summary**

For the first time, data on stability of stationary convective filtration within infinite horizontal layer of snow covering the flat surface of floating ice is presented in this article. An analytical solution of the linearized problem was obtained with the use of the Galerkin method, and the parametric analysis of the problem was performed. It was found that the stability criteria (Rayleigh filtration numbers) obtained with consideration for the heat exchange of snow cover with the atmosphere did not exceed the known value of $4\pi^2$ for a horizontal porous layer with impermeable isothermal boundaries. As expected, the interaction with the atmosphere has the most significant impact on the critical Rayleigh numbers, while influence of variations in snow density and ice thickness and the thickness of the underlying layer of ice are small. Based on data of ice and meteorological observations made in the winter of 2015/16 in the Western part of the Laptev Sea together with calculations of the fast ice evolution, the values and temporal variability of temperature gradients and the Rayleigh numbers in the snow cover were obtained using a thermodynamic model. It was found that both, the model and observed magnitudes, exceeded their critical values determined by solving the stability problem. The conclusion is made that the convective regime of the heat transfer does really exist in the snow cover, and thus its contribution to the thermal and mass balance of sea ice during winter period should be taken into account.

Citation: Bogorodskiy P.V., Borodkin V.A., Kustov V.Yu., Sumkina A.A. Air convection in snow cover on the sea ice. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2020. 60 (4): 557–566. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673420040060.

Поступила 21 августа 2019 г. / После доработки 27 марта 2020 г. / Принята к печати 10 июня 2020 г.

Ключевые слова: *конвективная неустойчивость, критическое число Рэлея, термодинамическая модель.*

Построено решение задачи устойчивости воздуха в снежном покрове на морском льду. Рассмотрены различные варианты динамических и тепловых граничных условий, проведено параметрическое исследование задачи. Выполнено сравнение данных моделирования с результатами расчётов для реальных ледовых и метеорологических условий.

Введение

Природные льды, как правило, покрыты слоем снега, состоящего из ледяного скелета и наполненных паровоздушной смесью пор [1]. При превышении вертикальным градиентом температуры некоторого порогового значения внутри снега начинается конвекция, значительно интенсифицирующая его тепло- и массообмен с граничащими средами [2]. Особенно благоприятные условия для возникновения неустойчивости воздуха создаются в снежном по-

крове на плавающих льдах, нахождение которых на поверхности воды в холодное время года обеспечивает необходимый перепад температуры на его внешних границах. Безусловно, что из-за вариаций давления у поверхности причиной нарушения теплового режима снежного покрова может стать ветер, однако для этого его скорость должна превышать 10 м/с [3]. Другие возможные причины ветровой накачки не столь значительны. Быстрое возмущение давления воздуха, вызванное турбулентностью, незначительно из-за высокой частоты и низкой амплитуды. Измене-

ние барометрического давления вызывает сжатие и расширение воздуха в поровом пространстве, но его скорость слишком незначительна, чтобы иметь сколько-нибудь значимый эффект. Задача устойчивости равновесия воздуха в однородном слое снега рассматривалась в ряде работ, начиная, по-видимому, с [2], однако её океанологический аспект всё ещё изучен мало.

Цель настоящей работы состоит в определении условий возникновения макроскопического движения воздуха в снежном покрове морского льда и возможности их реализации в естественных условиях. Для её достижения получено аналитическое решение линеаризованной задачи устойчивости, описываемое общей системой уравнений гидродинамики, содержащей уравнения движения, переноса тепла и неразрывности. Для различных типов граничных условий оценены критические параметры основного уровня неустойчивости равновесия воздуха с учётом тепло- и массообмена поверхности снега с атмосферой и льдом. Показано, что при типичных значениях теплофизических параметров воздуха, льда и воды основной вклад в изменение критерия неустойчивости (фильтрационного числа Рэлея) вносит энергообмен снежного покрова с атмосферой, а влияние естественных вариаций плотности снега и толщины льда незначительно. С помощью расчётов по термодинамической модели и данным ледовых и метеорологических наблюдений на стационаре Арктического и Антарктического научно-исследовательского института «Мыс Баранова» (архипелаг Северная Земля, запад моря Лаптевых) зимой 2015/16 г. оценены значения и временная изменчивость чисел Рэлея. Проанализирована возможность возникновения конвективного режима теплопередачи в реальном снежном покрове, сделан вывод о необходимости учёта его вклада в тепловой и массовый баланс морского льда в зимний период.

Постановка и решение задачи

Для определения порога неустойчивости рассматривается слой снега плотностью ρ_s и высотой ξ_s на поверхности морского льда толщиной ξ_l . Начало координат выбирается на их общей границе, ось z направлена вертикально вверх, оси x и y — горизонтально. Снег характе-

ризуется коэффициентами пористости ϵ , проницаемости K , теплопроводности λ_s и удельной теплоёмкости c_s , лёд — коэффициентом теплопроводности λ_l . Поры снега заполнены воздухом, который считается насыщенным, с плотностью ρ_a , коэффициентами кинематической вязкости ν , удельной теплоёмкостью c_a и тепловым расширением β . Используется следующее уравнение его состояния: $\rho_a = \rho_0(1 - \beta T)$, где ρ_0 — среднее значение плотности; T — температура.

В состоянии равновесия градиент температуры в слое снега $A = (T_0 - T_b)/\xi_s$, где индексы «0» и «b» относятся к поверхностям «снег—лёд» и «воздух—снег» соответственно. Обычно для исследования устойчивости вводятся нормальные возмущения, пропорциональные $\exp[(-\omega t) + i(k_x x + k_y y)]$, где ω — декремент затухания; t — время; k_x и k_y — волновые числа. Задача для нейтральных монотонных возмущений ($\omega = 0$) в приближении Дарси—Буссинеска хорошо известна [4–6] и в терминах безразмерных амплитуд вертикальной компоненты скорости W и возмущений температуры в снеге θ и во льду θ_l может быть записана в следующем виде:

$$W''' - k^2 W = -k^2 Ra \theta; \quad (1a)$$

$$\theta'' - k^2 \theta = -W; \quad (1б)$$

$$\theta_l'' - k^2 \theta_l = 0, \quad (1в)$$

где $Ra = \epsilon g \beta K A \xi_s^2 M / \nu \chi_s$ — фильтрационное число Рэлея; $k^2 = k_x^2 + k_y^2$; k_x и k_y — волновые числа; $M = (\epsilon \rho_a c_a / \rho_s c_s)(1 + L_s^2 \rho_{w0} / R_w \Theta_0^2 \rho_a c_a)$ — коэффициент, учитывающий процессы конденсации и испарения пара при движении воздуха в снеге; $\chi_s = (\lambda_s / \rho_s c_s)(1 + L_s^2 \rho_{w0} \lambda_s / R_w D_w \Theta_0^2)$ — эффективный коэффициент температуропроводности; ρ_{w0} — насыщающая плотность пара при 0 °C; R_w и D_w — газовая постоянная и коэффициент диффузии водяного пара в воздухе соответственно; $\Theta_0 = 273$ К; L_s — удельная теплота испарения снега; штрихи обозначают дифференцирование по z .

Верхняя граница снега ($z = 1$) может быть как проницаемой, так и (в случае смерзания снежных кристаллов) непроницаемой для воздуха. В первом случае (вариант «а») граничное условие получается из обращения в ноль горизонтального градиента давления, во втором (вариант «б») — нормальной компоненты скорости фильтрации. Температурным граничным условием для этой границы служит пропорциональность плотности теплового потока возмущению температуры. На границе раздела снега и льда

Порог неустойчивости

($z = 0$) ставятся условия её непроницаемости, непрерывности температуры и теплового потока. На границе льда и воды ($z = -\xi$) температура фиксирована и равна температуре замерзания. Таким образом, амплитуды возмущений определяются из системы обыкновенных линейных однородных уравнений с однородными граничными условиями:

$$W(0) = 0, \theta(0) = \theta_i(0), \lambda \theta_i'(0) = \theta'(0); \quad (2a, б, в)$$

$$\theta'(1) + h\theta(1) = 0, W(1) = 0 \text{ или } W'(1) = 0; \quad (2г, д)$$

$$\theta_i(-\xi) = 0, \quad (2е)$$

где $\lambda = \lambda_i/\lambda_s$; $\xi = \xi_i/\xi_s$; $h = (\rho_a c_a \xi_s U / \rho_s c_s \chi_s) \times (1 + \rho_{w0} L_s^2 / \rho_a c_a R_w \Theta_0^2)$ – безразмерный коэффициент теплоотдачи (число Био); U – характерная скорость потока воздуха вблизи поверхности.

Краевая задача (1) – (2) относится к характеристическим; её собственными числами являются критические числа Рэлея, а собственными функциями – амплитуды критических возмущений. Соответствующие нейтральные кривые в плоскости Ra , k разграничивают области устойчивости и неустойчивости и позволяют найти минимальные значения числа Ra . Приближённое решение в аналитической форме может быть получено методом Галеркина. Аппроксимируя скорость функцией $W = \sin(n\pi z/2)$ для варианта «а» и $W = \sin(n\pi z)$ для варианта «б», после ряда стандартных для метода процедур (математический формализм описан в работе [7]) для основного уровня неустойчивости ($n = 1$) для вариантов «а» и «б» получаются следующие формулы:

$$Ra = \frac{(\pi^2 + 4k^2)^3}{16k \left[k(\pi^2 + 4k^2) + \frac{f_1}{f_2} \right]}; \quad (3a)$$

$$Ra = \frac{(\pi^2 + k^2)^3}{k \left[k(\pi^2 + k^2) + \frac{f_3}{f_2} \right]}; \quad (3б)$$

$$f_1 = 8 \exp[(1 + \xi)k] (-4hk^2 \lambda \cosh(k) \cosh(\xi k) + (k\pi(-4h + \pi \cosh(k)) + h(\pi^2 - 4k^2) \sinh(k) \sinh(\xi k)));$$

$$f_2 = [-1 + (\exp(2k)h \exp(2\xi k))(\lambda - 1) - \lambda + \exp[2(1 + \xi)k](\lambda + 1) + k(1 + (\exp(2k) + \exp(2\xi k))(\lambda - 1) + \lambda e^{2(1+\xi)k}(\lambda + 1))];$$

$$f_3 = 2\pi^2(1 + \exp(k))(\exp(2\xi k) - 1)(k - h + \exp(k)(k + h)).$$

Вид функций (3) зависит от характеристик контактирующих сред, входящих в безразмерные комплексы h , λ и ξ и представляющих собой параметры задачи. Наибольшую изменчивость теплофизических свойств из-за вариаций плотности имеет снег [8], свойства воздуха и льда в рамках настоящей постановки задачи можно считать постоянными. Согласно [9], плотность снега в арктическом бассейне растёт от 250 кг/м³ в сентябре до 320 кг/м³ в мае и в среднем близка к 292,5 кг/м³. Соответствующие ей величины коэффициентов теплопроводности, пористости и проницаемости снега могут быть найдены по простым зависимостям: $\lambda_s = 10^{-3} \rho_s$, $\varepsilon = 1 - \rho_s/\rho_i$ и $K = 1,096 \cdot 10^{-8} \exp(-0,00957 \rho_s)$ [10, 11]. Для расчётов использовались следующие значения теплофизических параметров сред: $\varepsilon = 0,68$; $K = 6,67 \cdot 10^{-8}$ м²; $\lambda_s = 0,29$ Вт/(м °С); $c_s = 1,38 \cdot 10^3$ Дж/(кг °С); $L_s = 2850 \cdot 10^3$ Дж/кг; $\chi_s = 4 \cdot 10^{-8}$ м²/с; $c_a = 10^3$ Дж/(кг °С); $\rho = 1,29$ кг/м³; $\rho_{w0} = 6,2 \cdot 10^{-4}$ кг/м³; $\nu = 1,308 \cdot 10^{-5}$ м²/с; $\beta = 3,67 \cdot 10^{-3}$ 1/°С; $R_w = 4,6 \cdot 10^3$ Дж/(кг °С); $\rho_i = 910$ кг/м³; $\lambda_i = 2,23$ Вт/(м °С). Это позволяет приближённо оценить коэффициенты M и h значениями 1,7 и $8 \cdot 10^3 \xi_s U$ соответственно [5, 12]. Толщина морского льда, как правило, существенно превосходит высоту снега (при $\xi_i < 5$ см $\xi_s = 0$; при $5 \leq \xi_i \leq 20$ см $\xi_i = 20 \xi_s$; при $20 \text{ см} < \xi_i$ $\xi_i = 10 \xi_s$ [13]), так что типичным для ξ , по видимому, является интервал $2,5 \leq \xi < \infty$ (значения $\xi < 2,5$, ведущие к перегрузке льда и погружению границы снег–лёд в воду, не рассматривались).

Поскольку задача – многопараметрическая, при расчётах минимальных критических чисел Ra_{min} и соответствующих значений волновых чисел k_{min} использовалась вариация одного из параметров при неизменности двух других (таблица). Как и ожидалось, для открытой поверхности снега числа Ra_{min} оказались почти в два раза меньше, чем для закрытой, а числа k_{min} примерно в полтора раза больше. Такое повышение порога устойчивости, как и смещение волновых чисел в коротковолновую часть спектра, связано со стабилизирующим действием вязких сил вблизи непроницаемой границы. При этом наибольшее влияние на увеличение Ra_{min} для обоих вариантов граничных условий оказало число Био, вариации которого от 0 до ∞

Минимальные критические значения Ra_{min} и k_{min} горизонтального слоя снега при различных параметрах задачи

Параметры		Граничные условия			
		вариант «а»		вариант «б»	
постоянные	меняющиеся	Ra_{min}	k_{min}	Ra_{min}	k_{min}
$\lambda = 8; h = 10$	$b = 0$	9,29	1,48	38,23	3,03
	$b = 10$	21,49	2,07	38,31	3,05
	$b = 1000$	27,76	2,18	38,34	3,05
$b = 10; h = 10$	$\lambda = 6,97$	21,32	2,06	38,04	3,02
	$\lambda = 7,62$	21,46	2,07	38,27	3,04
	$\lambda = 8,92$	21,59	2,08	38,48	3,06
$b = 10; \lambda = 8$	$h = 3$	21,49	2,07	38,31	3,05
	$h = 100$	21,49	2,07	38,31	3,05
	$h = 1000$	21,49	2,07	38,31	3,05

соответствуют переходу от теплоизолированной границы к изотермической.

Физически это объясняется увеличением эффективных размеров области развития возмущений из-за распространения в них температурных волн. Основное увеличение порога неустойчивости для вариантов «а» и «б» соответствует повышению безразмерного коэффициента теплоотдачи от нуля до величин порядка 10^2 ; его дальнейший рост практически не влияет на рост Ra_{min} . Расчёты также показали, что в пределах наблюдаемых вариаций плотности снега и толщин нижележащего слоя льда их влияние на порог неустойчивости незначительно. Для непроницаемой верхней границы при стремлении к идеально теплопроводным границам значения Ra_{min} и k_{min} стремятся к своим известным предельным величинам — $4\pi^2$ (39,48) и π [7]. Критический градиент температуры в снежном покрове для принятых значений параметров снега примерно равен $18,85 \cdot 10^{-3} Ra/\xi_s^2$; его превышение приводит к возникновению конвективных потоков воздуха с горизонтальными масштабами порядка $2\pi\xi_s/k_s$ [5]. Согласно данным таблицы, для слоя снега высотой 0,2 м это даёт значения градиентов от 4,4 до 13,1 °C/м и размеров от 0,8 до 0,6 м для варианта «а» и от 17,9 до 18,1 °C/м и около 2 м для варианта «б».

Наблюдения и расчёты

Для оценки температурных градиентов и чисел Рэлея в реальном снежном покрове использовалась термодинамическая модель льдообразования [14], позволяющая рассчитать тем-

пературу его внешних границ T_b и T_0 из данных метеонаблюдений. Модель реализует вариант классической фронтальной схемы (Стефана), в котором лёд и морская вода разделены плоской границей фазового перехода $\xi_i(t)$, движущейся вглубь за счёт охлаждения контактирующей с атмосферой верхней границы, температура которой находится из уравнения теплового баланса. Турбулентные потоки явного и скрытого тепла рассчитываются по интегральным аэродинамическим формулам, длинноволновый радиационный баланс — по линеаризованной формуле Ангстрёма [15]. Коротковолновая радиация игнорируется. Поток тепла через снежно-ледяной покров принимается постоянным, что означает самоподобное изменение температуры с глубиной (температурный профиль $T(z,t)$ считается линейной функцией координаты z) и позволяет пренебречь производной температуры по времени в уравнении теплопроводности из-за более быстрого, по сравнению со временем движения фронта кристаллизации, установления температурного поля во льду. В этом случае положение неизвестной границы $\xi_i(t)$ определяется из условия Стефана в виде

$$\xi_i(t) = -\sqrt{\xi_{i0}^2 + \frac{2\lambda_i(T_f - T_0)}{L\rho_i}}, \quad (4)$$

где $T_0 = [T_b(t)\xi_i(t)\lambda_s + k_i\lambda_s(t)T_f]/[\xi_i(t)\lambda_s + \xi_s(t)\lambda_i]$; ξ_{i0} — начальная толщина льда; $T_f = T_{eq} - \gamma S$ — температура замерзания морской воды солёностью S ; T_{eq} и γ — константы; L — скрытая теплота фазового перехода.

В качестве атмосферного форсинга модели использовались среднесуточные значения данных стандартных измерений температуры и влажности воздуха, атмосферного давления, скорости ветра и общей облачности зимой 2015/16 г. на стационаре ААНИИ «Мыс Баранова» [16], расположенном на южном берегу пролива Шокальского (рис. 1). Динамика высоты снежного покрова задавалась данными 22 серий морфометрических измерений, выполненных в этот же период на ледовом полигоне стационара размером 100×80 м в узлах регулярной сетки с шагом 20 м (35 точек). Полигон располагался на ровном участке припая бухты Амба, максимально удалённом от торосов, застругов, наддувов и других неоднородностей снежно-ледяного



Рис. 1. Архипелаг Северная Земля.

Район исследований (стационар ААНИИ «Мыс Баранова») отмечен красным кружком

Fig. 1. The Severnaya Zemlya Archipelago.

The study area (AARI Station «Mys Baranova») is marked with a red circle

покрова на расстоянии около 0,6 км от берега и 0,7 км от метеостанции. Периодичность измерений высоты снега и толщины льда, для которых использовались снего- и ледомерные рейки, составляла 10 дней до достижения последним толщины 1 м и 15 дней — после.

Помимо модельных расчётов, градиенты температуры и числа Рэлея оценивались по данным прямых измерений в слоях воздуха, снега, льда и воды с помощью цепочки из 240 малоинерционных термодатчиков (термокосы) SIMBA Финского метеорологического института [17], в замороженных в лёд вблизи полигона. Первые 15 датчиков располагались над верхней границей льда, вторые 15 шли по ней, остальные размещались в толще замерзающей воды (рис. 2, а). Относительно невысокая точность датчиков ($\pm 0,2^\circ\text{C}$) компенсировалась их высокой чувствительностью ($0,06^\circ\text{C}$) и стабильностью показаний. Синхронное изме-

рение температуры с дискретностью 30 мин и пространственным разрешением 2 см в период с 5 января по 26 марта 2016 г. позволило достаточно точно измерить как температуру на границах снега и льда, так и их толщину по характерным точкам перегиба температурных профилей (см. рис. 2, б). К сожалению, к началу наблюдений она уже в 4–5 раз превышала толщину молодых льдов, которые вносят основной вклад в формирование среднего потока тепла через ледяной покров в зимний период [15].

Результаты

Термодинамическая модель (4) интегрировалась на 211 суток — с начала становления припая до начала его интенсивного солнечного прогрева (1 октября 2015 г. — 1 мая 2016 г.). Сне-

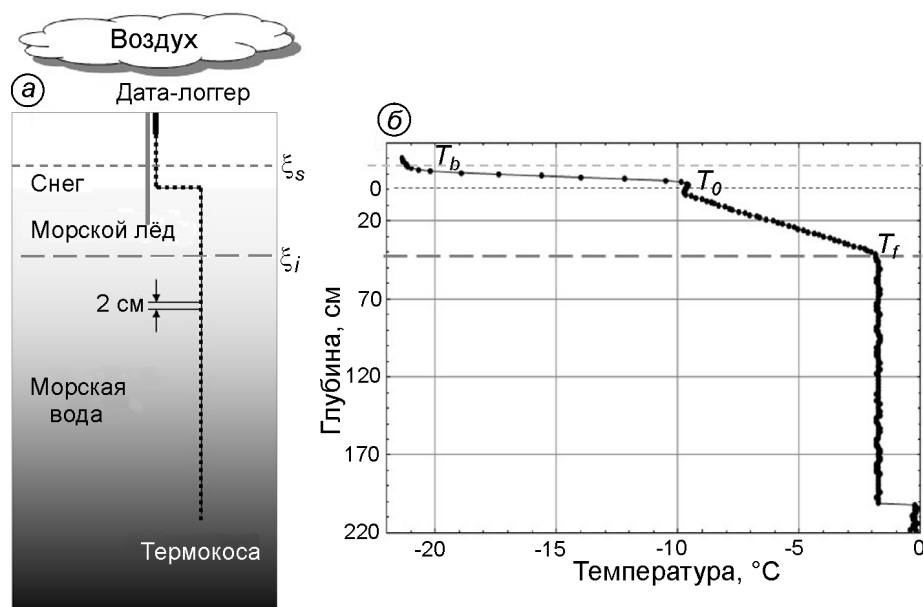


Рис. 2. Схема размещения датчиков термокосы в снежно-ледяном покрове и подлёдном слое пролива Шокальского (а) и измеренный ей типичный профиль температуры (б)

Fig. 2. Layout of thermistor string installed in ice cover (a) and the typical temperature profile measured by it (b)

гонакопление на льду отставало от начала льдообразования на 12 сут., солёность воды считалась постоянной и равной 30 ‰. Зима 2015/16 г. характеризовалась сильной изменчивостью погодных условий, типичной для западной части моря Лаптевых. Среднесуточные значения температуры и влажности воздуха колебались от 0 до -32°C и от 63 до 98%, атмосферного давления — от 970 до 1040 дБ, скорости ветра — от 0 до 20 м/с и общей облачности — от 0 до 10 баллов. Как следствие, интенсивность составляющих теплового баланса подстилающей поверхности варьировала в широких пределах. Об этом свидетельствует и динамика коэффициента теплообмена, соответствующая колебаниям высоты снега и скорости ветра (рис. 3, а).

Судя по данным расчётов, простая термодинамическая модель (4) достаточно адекватно воспроизвела рост припая в бухте Амба (см. рис. 3, б). Некоторое завышение (до 10 см) модельной толщины льда в течение первых 60 сут. нарастания и небольшое занижение (до 5 см) после 75 сут. по сравнению с измеренными объясняется, прежде всего, естественной неоднородностью снежно-ледяного покрова, а также вариациями теплофизических характеристик снега, принятых в расчётах постоянными. Измерения показали, что, несмотря на равно-

мерное нарастание и отсутствие подвижек в период становления, перепад высот снега в первых числах апреля на полигоне достигал 21 см (рис. 4, а), толщин льда — 26 см (см. рис. 4, б). При таком разбросе значений лучшая согласованность результатов наблюдений и моделирования маловероятна; из-за детерминистического характера термодинамической модели, противоречащего стохастической природе процессов, формирующих толщину льда в конкретном месте, модельная оценка может не совпадать с измеренными значениями.

Особенность градиентов A (рис. 5, а) и чисел Ra (см. рис. 5, б) за весь ледовый период, вычисленных по модельным оценкам температуры подстилающей поверхности и границы раздела «снег–лёд» (кривые 1), — убывающий характер первых и возрастающий — вторых, объясняется как понижением температуры воздуха, так и ростом высоты снежного покрова. Нетрудно заметить, что даже при исключении из расчётов ветреных дней со скоростью ветра выше 10 м/с эти оценки многократно превосходят критические значения, полученные из решения задачи устойчивости (1)–(2). То же самое можно сказать и о величинах A и Ra , построенных по данным термометрических измерений (кривые 2). Сходный характер обоих распределений с 5 ян-

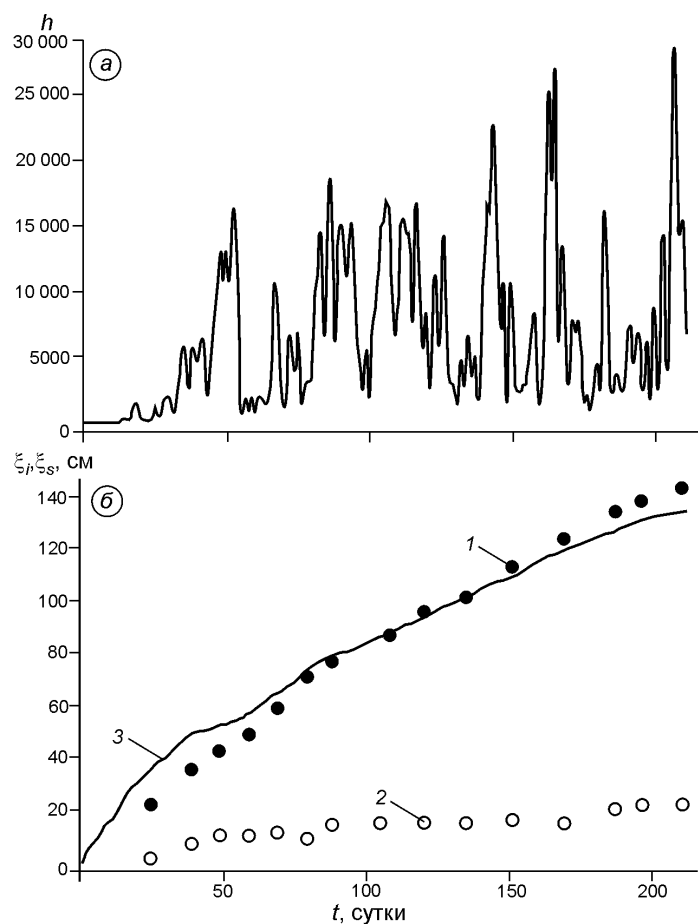


Рис. 3. Динамика чисел Био по модельным расчётам (а), средней толщины льда (1) и высоты снега (2) по данным измерений, а также модельной толщины льда (3) (б) с 1 октября 2015 по 17 мая 2016 г.

Fig. 3. Dynamics of Biot numbers according to model calculations (a) and average ice thickness (1) and snow height (2) according to measurement data and ice thickness according to simulation data (3) (б) from 1 October 2015 to 17 May 2016.

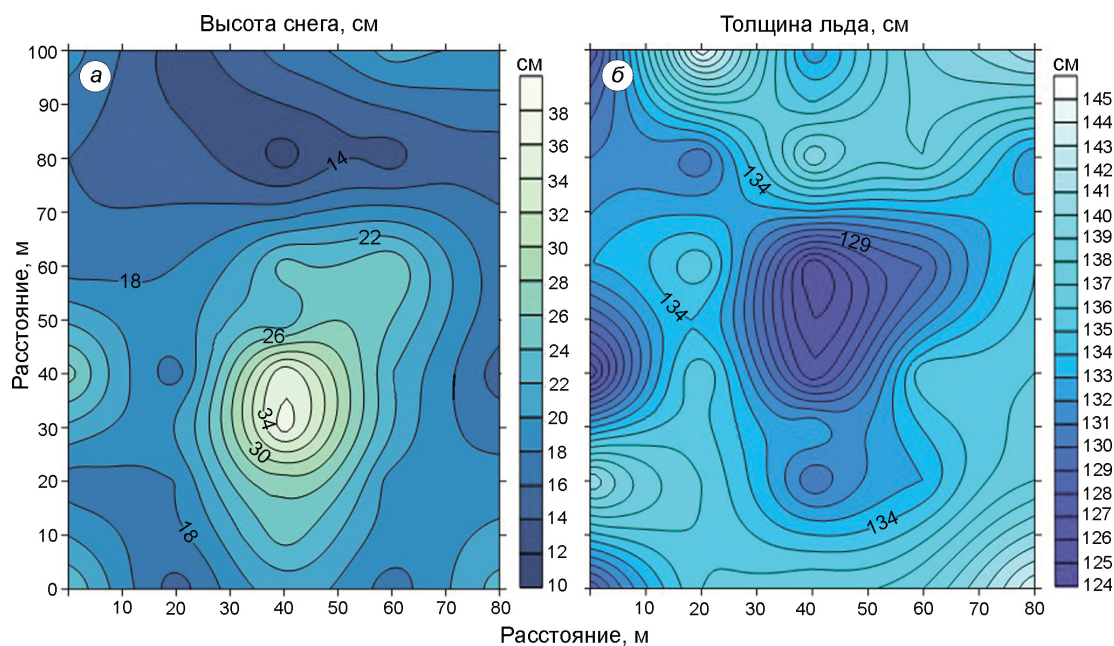


Рис. 4. Распределение высоты снега (а) и толщины льда (б) по данным контактных измерений на ледовом полигоне 5 апреля 2016 г.

Fig. 4. Distribution of snow height (а) and ice thickness (б) according to contact measurements at the ice testing ground on 5 April 2016

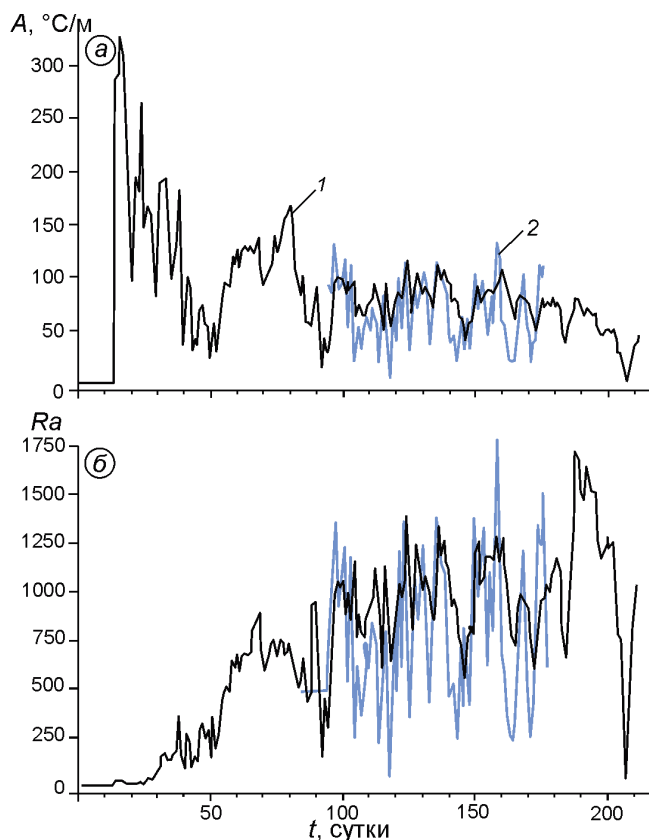


Рис. 5. Динамика градиента температуры (а) и чисел Рэлея (б), рассчитанных по данным моделирования с 1 октября 2015 по 17 мая 2016 г. (1) и прямых измерений 5 января – 26 марта 2016 г. (2)

Fig. 5. Dynamics of temperature gradient (a) and Rayleigh numbers (b) calculated according to the simulation data from 1 October 2015 to 17 May 2016 (1) and the thermal observations data from 5 January to 26 March 2016 (2)

варя по 26 марта 2016 г. закономерно объясняется линейной зависимостью числа Рэлея от градиента температуры в условиях практически постоянной высоты снега. Видно, что при сопоставимом характере распределений чисел A и Ra амплитуды кривых 1 меньше, чем кривых 2, при том, что средние величины первых несколько ниже. Это можно объяснить как естественной неравномерностью толщин и высот снега и льда, так и методическими погрешностями определения температур внешних границ снежного покрова и, прежде всего, температуры подстилающей поверхности контактными методами. Для их минимизации необходима постановка дистанционных измерений с помощью акустических высотометров, электромагнитных толщиномеров и ИК-радиометров, предусмо-

тренных планами ледовых исследований на стационаре ААНИИ.

На основе наблюдений, по-видимому, может быть прояснён важный вопрос о величине вклада конвективного потока воздуха в теплоперенос, остающийся из-за сложности теплообмена между обеими фазами снега в рамках настоящей работы открытым. Однако приблизительно оценить его эффективность можно исходя из известной физической закономерности для свободной конвекции, связывающей числа Нуссельта Nu и Рэлея Ra :

$$Nu = BRa^m, \quad (5)$$

где B и m – независимые от толщины слоя константы.

Полагая, что процесс нарастания неустойчивости воздуха, насыщающего пористый слой, по аналогии с горизонтальным слоем жидкости [18] носит циклический характер и что в момент достижения поверхностью максимального охлаждения имеет место равенство $Nu = 1$, из (5) следует, что

$$B = 1/Ra_{min}, \quad (6)$$

поскольку для горизонтального пористого слоя $Nu \sim Ra$ [19] (для сравнения: для жидкости $Nu \sim Ra^{1/3}$). Подстановка данных таблицы в (5) – (6) приводит к $0,0465 < B < 0,1076$ для варианта граничных условий «а» и $0,0260 < B < 0,0262$ – для варианта «б». Последнее даёт зависимость, достаточно близкую к $Nu \sim 0,0297 Ra$ в случае $Ra > 250$ для горизонтального пористого слоя с изотермическими непроницаемыми границами [20]. Таким образом, при величине примерно в 10–40 раз меньше чисел Рэлея (см. рис. 5, б) числа Нуссельта колеблются от 10 до 150, характеризую соответствующее превышение суммарного (т.е. обусловленного конвекцией и диффузией паровоздушной смеси) теплового потока над чисто диффузионным.

Выводы

Критические числа Рэлея, полученные из решения линеаризованной задачи для основного уровня неустойчивости, не превышают известного для горизонтального пористого слоя с непроницаемыми изотермическими грани-

цами значения $4\pi^2$. Наибольшее влияние на их величину оказывает взаимодействие с атмосферой, тогда как влияние вариаций плотности снега и толщины нижележащего слоя льда невелико. Несмотря на известные издержки модельного и наблюдательского подходов в определении чисел Рэлея, связанные, прежде всего, с недостатками используемых параметризаций, пространственной неоднородностью толщины снежно-ледяного покрова и методикой измерений, существенное превышение рассчитанными величинами параметров неустойчивости своих пороговых значений не вызывает сомнений. Конвективная составляющая суммарного теплового потока в поровом пространстве снежного покрова на один–два порядка превышает диффузионную, что указывает на необходимость её учёта в энерго-, массо- и газообмене

атмосферы с замерзающим морем, особенно в начальный период льдообразования, наиболее интенсивный с точки зрения теплового и динамического взаимодействия обеих сред.

Благодарности. Авторы выражают признательность инженеру В.В. Мовчану за помощь в проведении термометрических измерений. Работа выполнена при поддержке Минобрнауки РФ (проект RFMEFI61617X0076 «Изменчивость Арктической трансполярной системы»).

Acknowledgements. The authors are grateful to engineer V.V. Movchan for the assistance in carrying out thermometric measurements. This study was supported by the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation (project «Changing Arctic Transpolar System» RFMEFI61617X0076).

Литература

References

1. Снег: Справочник / Ред. Д.М. Грей, Д.Х. Мэйл. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 751 с.
2. Palm E., Tveitreid M. On heat and mass flux through dry snow // Journ. of Geophys. Research. 1979. V. 84. P. 745–749.
3. Colbeck S.C. Air movement in snow due to wind-pumping // Journ. of Glaciology. 1989. V. 35. № 120. P. 209–213.
4. Powers D., O'Neill K., Colbeck S.C. Theory of natural convection in snow // Journ. of Geophys. Research. 1985. V. 90. № D6. P. 10641–10649.
5. Жекамухов М.К., Жекамухова И.М. О конвективной неустойчивости воздуха в снежном покрове // Инж.-физ. журнал. 2002. Т. 75. № 4. С. 65–72.
6. Жекамухов М.К., Шухова Л.З. Конвективная неустойчивость воздуха в снеге // Журнал прикладной механики и технической физики. 1999. Т. 40. № 6. С. 54–59.
7. Гершуни Г.З., Жуховицкий Е.М. Конвективная устойчивость несжимаемой жидкости. М.: Наука, 1972. 392 с.
8. Осокин Н.И., Сосновский А.В., Чернов Р.А. Коэффициент теплопроводности снега и его изменчивость // Криосфера Земли. 2017. Т. XXI. № 3. С. 60–68.
9. Warren, S.G., Rigor I.G., Untersteiner N., Radionov V.F., Bryazgin N.N., Aleksandrov Y.I., Colony R. Snow depth on Arctic sea ice // Journ. of Climate. 1999. V. 12. № 6. P. 1814–1829.
10. Павлов А.В. Мониторинг криолитозоны. Новосибирск: Изд-во «Гео», 2008. 229 с.
1. Gray D.M., Mail D.H. *Sneg*. Snow. Leningrad: Hydro-meteoizdat, 1986: 751 p. [In Russian].
2. Palm E., Tveitreid M. On heat and mass flux through dry snow. Journ. of Geophys. Research. 1979, 84: 745–749.
3. Colbeck S.C. Air movement in snow due to windpumping. Journ. of Glaciology. 1989, 35 (120): 209–213.
4. Powers D., O'Neill K., Colbeck S.C. Theory of natural convection in snow. Journ. of Geophys. Research. 1985, 90 (D6): 10641–10649.
5. Zhekamukhov M.K., Zhekamukhova I.M. On convective instability of air in snow cover. *Inzhenerno-Fizicheskiy Zhurnal*. Journ. of Eng. Physics and Thermophysics. 2002, 75 (4): 65–72. [In Russian].
6. Zhekamukhov M.K., Shukhova L.Z. Convective instability of air in the snow. *Prikladnaya Mekhanika i Tekhnicheskaya Fizika*. Journ. of Applied Mechanics and Technical Physics. 1999, 40 (6): 54–59. [In Russian].
7. Gershuni G.Z., Zhukhovitsky E.M. *Konvektivnaya ustoychivost' neszhimayemoy zhidkosti* Convective stability of incompressible fluid. Moscow: Nauka, 1972: 392 p. [In Russian].
8. Osokin N.I., Sosnovskiy A.V., Chernov R.A. Effective thermal conductivity of snow and its variations. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2017, XXI (3): 60–68. [In Russian].
9. Warren S.G., Rigor I.G., Untersteiner N., Radionov V.F., Bryazgin N.N., Aleksandrov Y.I., Colony R. Snow depth on Arctic sea ice. Journ. of Climate. 1999, 12 (6): 1814–1829.
10. Pavlov A.V. *Monitoring kriolitozony*. Monitoring of cryolithozone. Novosibirsk: Geo, 2008: 229 p. [In Russian].

11. Sommerfeld R.A., Rocchio J.E. Permeability measurements on new and equitemperature snow // *Water Resources Research*. 1993. V. 29. № 8. P. 2485–2490.
12. Жекамухова И.М. О коэффициентах теплопроводности и диффузии водяного пара в снежном покрове // *Инж.-физ. журнал*. 2004. Т. 77. № 4. С. 128–131.
13. Доронин Ю.П. К вопросу о нарастании морского льда // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 1959. № 1. С. 78–83.
14. Богородский П.В., Марченко А.В., Пнюшков А.В., Огородов А.С. Особенности формирования припайного льда в береговой зоне замерзающих морей // *Океанология*. 2010. Т. 50. № 3. С. 345–354.
15. Махштас А.П. Тепловой баланс арктических льдов в зимний период. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 66 с.
16. Электронный ресурс: <http://www.aari.ru/main.php?lg=0&id=405>.
17. Электронный ресурс: http://data.meereisportal.de/data/datenportal/bojen/doc/info_Thermistor.pdf.
18. Федоров К.Н., Гинзбург А.И. Приповерхностный слой океана. Л.: Гидрометеиздат, 1988. 303 с.
19. Cherkaoui A.S.M., Wilcock W.S.D. Characteristics of high Rayleigh number two-dimensional convection in an open-top porous layer heated from below // *Journ. of Fluid Mechanics*. 1999. V. 394. P. 241–260.
20. Otero J., Dontcheva L.A., Jonston H., Worthing R.A., Kurganov A., Petrova G., Doering C.R. High-Rayleigh number convection in fluid-saturated porous layer // *Journ. of Fluid Mechanics*. 2004. V. 500. P. 263–281. doi: 10.1017/S0022112003007298.
11. Sommerfeld R.A., Rocchio J.E. Permeability measurements on new and equitemperature snow. *Water Resources Research*. 1993, 29 (8): 2485–2490.
12. Zhekamukhova I.M. On the coefficients of thermal conductivity and diffusion of water vapor in the snow cover. *Inzhenerno-Fizicheskiy Zhurnal*. Journ. of Eng. Physics and Thermophysics. 2004, 77 (4): 128–131. [In Russian].
13. Doronin Yu.P. On the issue of increasing sea ice. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of Arctic and Antarctic. 1959, 1: 78–83. [In Russian].
14. Bogorodsky P.V., Marchenko A.V., Pnyushkov A.V., Ogorodov A.S. Formation of fast ice and its influence on the coastal zone of the Arctic seas. *Okeanologiya*. Oceanology. 2010, 50 (3): 345–354. [In Russian].
15. Makshtas A.P. *Teplovoy balans arkticheskikh l'dov v zimniy period*. Heat balance of Arctic ice in the winter period. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1984: 66 p. [In Russian].
16. <http://www.aari.ru/main.php?lg=0&id=405>.
17. http://data.meereisportal.de/data/datenportal/bojen/doc/info_Thermistor.pdf.
18. Fedorov K.N., Ginsburg A.I. *Priповерхnostniy sloy okeana*. The subsurface layer of the Ocean. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1988: 303 p. [In Russian].
19. Cherkaoui A.S.M., Wilcock W.S.D. Characteristics of high Rayleigh number two-dimensional convection in an open-top porous layer heated from below. *Journ. of Fluid Mechanics*. 1999, 394: 241–260.
20. Otero J., Dontcheva L.A., Jonston H., Worthing R.A., Kurganov A., Petrova G., Doering C.R. High-Rayleigh number convection in fluid-saturated porous layer. *Journ. of Fluid Mechanics*. 2004, 500: 263–281. doi: 10.1017/S0022112003007298.

Пространственные различия плотности разрывов в ледяном покрове приатлантической части Арктического бассейна

© 2020 г. Л.Н. Дымент*, С.М. Лосев

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

*ldyment@yandex.ru

Spatial differences in the distribution of leads in the ice cover in the Atlantic sector of the Arctic basin

L.N. Dymment*, S.M. Losev

Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

*ldyment@yandex.ru

Received January 10, 2020 / Revised March 11, 2020 / Accepted June 10, 2020

Keywords: *density of leads, leads, sea-ice, sea ice cover, specific length of leads, Western Arctic.*

Summary

We analyzed data on the spatial distribution (density) of large breaks (gaps) in the drifting sea ice cover in the Western Arctic for the period from October 2005 to September 2017, obtained through decoding of low-resolution images from the NOAA satellites. The specific length of gaps, which is the total length of them over an area of 1 km², is used as a characteristic of the spatial density. It was found that along the continental slope, approximately from the meridian 70° E to the Lincoln Sea, there is a well-defined area of high density, which remains throughout most part of the ice cycle. In this area, the values of the specific gap length averaged over two-month periods exceeded 24 m/km². In the near-polar region, the density of breaks was smaller throughout the whole ice cycle. The least values of the specific length take place in May–June that is caused by changes in the general state of the ice cover. It was determined that the density of gaps in this area of the Arctic basin well correlated with the speed of wind drift of ice: the more intensive the drift, the larger the density. On the continental slope, two local zones with maximum values of the specific length of breaks reaching 32 m/km² are considered. It is suggested that the stability of their location in space and time is connected with the increased influence of tidal processes on the deformation of the ice cover over local bottom elevations on the continental slope. A correlation between the bottom profile and the values of the specific length of the gaps along two conditional lines passing through the maximum value zones did show that the largest values of the density are noticed in areas with significant gradients of the depth.

Citation: Dymment L.N., Losev S.M. Spatial differences in the distribution of leads in the ice cover in the Atlantic sector of the Arctic basin. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2020. 60 (4): 567–577. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673420040061.

Поступила 10 января 2020 г. / После доработки 11 марта 2020 г. / Принята к печати 10 июня 2020 г.

Ключевые слова: *Западная Арктика, ледяной покров, морской лёд, плотность разрывов, разрывы, удельная длина разрывов.*

На основе расчёта плотности разрывов в ледяном покрове приатлантической части Арктического бассейна по спутниковым данным за 2006–2017 гг. установлено, что на протяжении большей части ледового цикла в полях распределения удельной длины разрывов хорошо выражена обширная область её повышенных значений. Обосновано предположение, что причина возникновения локальных зон с повышенной плотностью разрывов – приливные явления. В открытой части Арктического бассейна значения удельной длины разрывов согласуются в основном со скоростью ветрового дрейфа льда.

Введение

Нарушения сплошности морского льда (НСЛ), называемые также разрывами, образуются в холодное время года под влиянием динамических факторов в виде трещин и каналов. Плотность в пространстве — одна из основных характеристик разрывов, которая может быть представлена их

удельной длиной, численно равной суммарной протяжённости разрывов на площади 1 км². Удельная длина разрывов тесно связана с другим параметром плотности — средним расстоянием между разрывами по нормали к их модальной ориентации. Внимание к изучению характеристик разрывов в дрейфующем льду обусловлено их большой практической значимостью. В Арк-

тическом бассейне и в арктических морях при сложных ледовых условиях НСЛ используют для проводки судов ледоколами. В истории мореплавания известны случаи, когда экспедиционные суда с учётом разрывов следовали в дрейфующем льду без ледокольной поддержки. Так, в августе 2005 г. научно-экспедиционное судно «Академик Федоров», используя НСЛ, самостоятельно, без участия ледокола, вышло из Певека, дошло до станции «Северный полюс-33», а затем последовало к Северному полюсу, который достигло 29 августа [1], став первым транспортным судном, совершившим такой рейс.

Увеличение числа примеров успешного плавания в сплочённом дрейфующем льду с использованием разрывов привело к выводу, что при планировании транспортных операций в арктических морях и Арктическом бассейне целесообразно, наряду с характеристиками льда и его распределением в заданном районе, учитывать также сведения о НСЛ [2]. Значения преобладающей ориентации разрывов и их удельной длины, осреднённые за месяц, в который намечена операция, по данным за все годы наблюдений позволяют определить ориентировочный вариант маршрута, в зоне которого преобладающая климатическая ориентация разрывов наиболее близка к генеральному направлению следования. Окончательно маршрут выбирается непосредственно перед началом операции [3] с учётом фактических сведений о НСЛ и среднесрочного прогноза их эволюции.

Интерес к разрывам в дрейфующем льду вызван также тем, что их формирование и последующие изменения связаны с происходящими в нём динамическими процессами [4, 5]. Имеются и другие причины такого внимания. Это подтверждают следующие примеры из опубликованных работ: 1) образование в дрейфующем льду систем разрывов определяет строение самого ледяного покрова [6–8]; 2) через нарушения сплошности льда происходит теплообмен между океаном и атмосферой; при этом в зонах с повышенной плотностью НСЛ площадь открытой воды составляет в среднем 2,4% всей площади дрейфующего льда, а количество тепла, выделяемого в атмосферу, близко к тому, которое проникает через весь лёд [9, 10]; 3) нарушения сплошности льда в Северном Ледовитом океане поддерживают нормальную жизнедеятель-

ность морских млекопитающих [11]; 4) разрывы в дрейфующем льду и его деформации могут содержать информацию об имевшем место землетрясении и цунами [12]; 5) значения характеристик плотности разрывов и их ориентации, установленные непосредственно по данным наблюдений, крайне необходимы при моделировании формирования нарушений сплошности льда и их эволюции [13].

Таким образом, изучение разрывов в дрейфующем льду Арктического бассейна имеет как практический, так и научный интерес. Очень важно знать местоположение зон с повышенными значениями плотности разрывов, а также устойчивость их существования.

Методика исследования

Настоящая работа выполнена на основе информации, полученной по спутниковым снимкам малого разрешения, которые в видимом и ИК-диапазонах поступают с ИСЗ NOAA в режиме непосредственной передачи. На этих снимках фиксируются только самые крупные разрывы, ширина которых составляет не менее 500 м. По спутниковым снимкам проводилась оцифровка зафиксированных разрывов. Координаты их отрезков заносились в электронный архив. С целью исключения влияния плотной облачности на дешифрирование разрывов для последующей обработки отбирались снимки того витка ИСЗ, на котором в исследуемой области поверхность ледяного покрова была наименее закрыта облаками. В некоторых отдельных случаях, когда из-за облачности результаты дешифрирования за очередной день нельзя было считать достоверными, данные о разрывах в электронный архив не заносились. Результаты оцифровки НСЛ за конкретный день приняты за данные одного наблюдения.

Общая совокупность использованных исходных данных по разрывам получена за период с октября 2005 г. по июнь 2017 г. включительно, т.е. за 12 неполных годовых ледовых циклов. Отметим, что за ледовый цикл в арктических морях принято считать промежуток времени с октября предыдущего года по сентябрь последующего. Данные за июль–сентябрь к расчётам не привлекались, поскольку в это время года в связи с

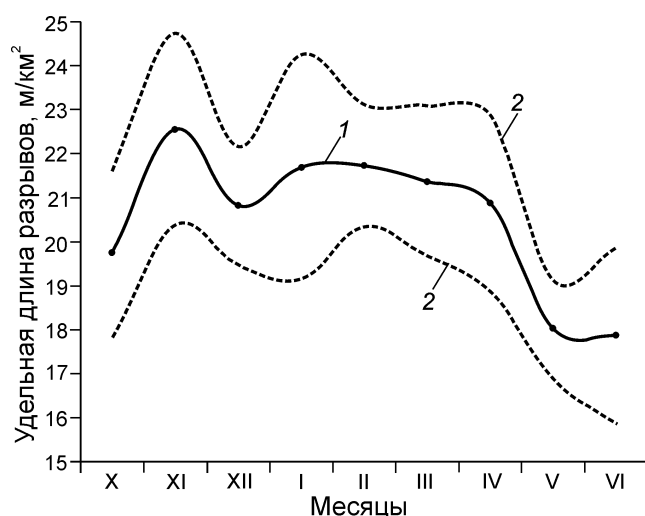


Рис. 1. Внутригодовой ход изменения среднемесячных значений удельной длины разрывов в приатлантической части Арктического бассейна по данным за периоды ледовых циклов 2006–2017 гг.:

1 — среднемесячные значения; 2 — доверительный интервал при доверительной вероятности 95%

Fig. 1. Seasonal time-progress of change of monthly average values of specific length of leads in the sub-Atlantic part of the Arctic basin according to the data for the periods of ice cycles 2006–2017.:

1 — monthly average values; 2 — confidence interval with a confidence probability of 95%

интенсивным таянием льда и увеличением его раздробленности элементы НСЛ сначала быстро изменяются, а в конце июля — первой половине августа разрывы нередко практически перестают существовать. Значения удельной длины рассчитывали по сетке квадратов 100×100 км, охватывающей западную часть Арктического бассейна. Среднее число квадратов, обеспеченных данными в одном наблюдении, находится в пределах от 54 в марте до 30 в июне.

Для исследования особенностей пространственного распределения плотности разрывов требовалось определить период осреднения исходных данных. Анализ предварительно рассчитанных полей среднемесячной удельной длины НСЛ за каждый месяц по данным за все 12 лет показал, что такое поле не всегда чётко отображает пространственные различия плотности разрывов. Кроме того, в пределах изучаемой области в ряде квадратов расчётной сетки отсутствуют значения удельной длины при месячном осреднении данных. Чтобы такая специфика спутниковой информации заметно не повлия-

ла на достоверность распределения плотности НСЛ в пространстве, расчёт осреднённых полей удельной длины разрывов выполнен не за месячные, а за двухмесячные периоды. Объединение месяцев в расчётные периоды реализовано с учётом внутригодового изменения плотности НСЛ, осреднённой в пределах рассматриваемой области за все годы наблюдений (рис. 1).

Поскольку в октябре во многих районах исследуемой акватории удельная длина НСЛ ещё сравнительно невелика, а среди пар остальных месяцев наибольшие различия между её значениями отмечаются при переходе от апреля к маю, для расчёта полей удельной длины разрывов приняты следующие периоды: ноябрь–декабрь, январь–февраль, март–апрель и май–июнь. Для месяцев с ноября по апрель среднее число наблюдений в одном квадрате при двухмесячном осреднении данных составляет 156 при среднем квадратическом отклонении 47. В мае–июне значения этих величин понижаются и равны соответственно 86 и 36.

Результаты исследования

Анализ полей удельной длины разрывов, осреднённых за выделенные двухмесячные интервалы (рис. 2), показывает, что пространственные изменения плотности разрывов весьма существенны. Временная её изменчивость от периода к периоду, напротив, не столь велика. В полях удельной длины разрывов каждого двухмесячного интервала присутствует обширная область повышенных её значений, расположенная вдоль материкового склона и простирающаяся от моря Линкольна до архипелага Земля Франца-Иосифа. Кроме того, к области повышенных значений относятся зона подходов к проливу Фрама и значительная часть самого прилива, которая не расположена над материковым склоном. В этой области значения удельной длины разрывов везде превышают 24 м/км^2 , что послужило основанием принять данную изолинию за границу области повышенных значений плотности разрывов. В мае–июне абсолютные значения удельной длины разрывов принимают наименьшие значения и область повышенной плотности разрывов, ограниченная изолинией 24 м/км^2 , перестаёт существовать.

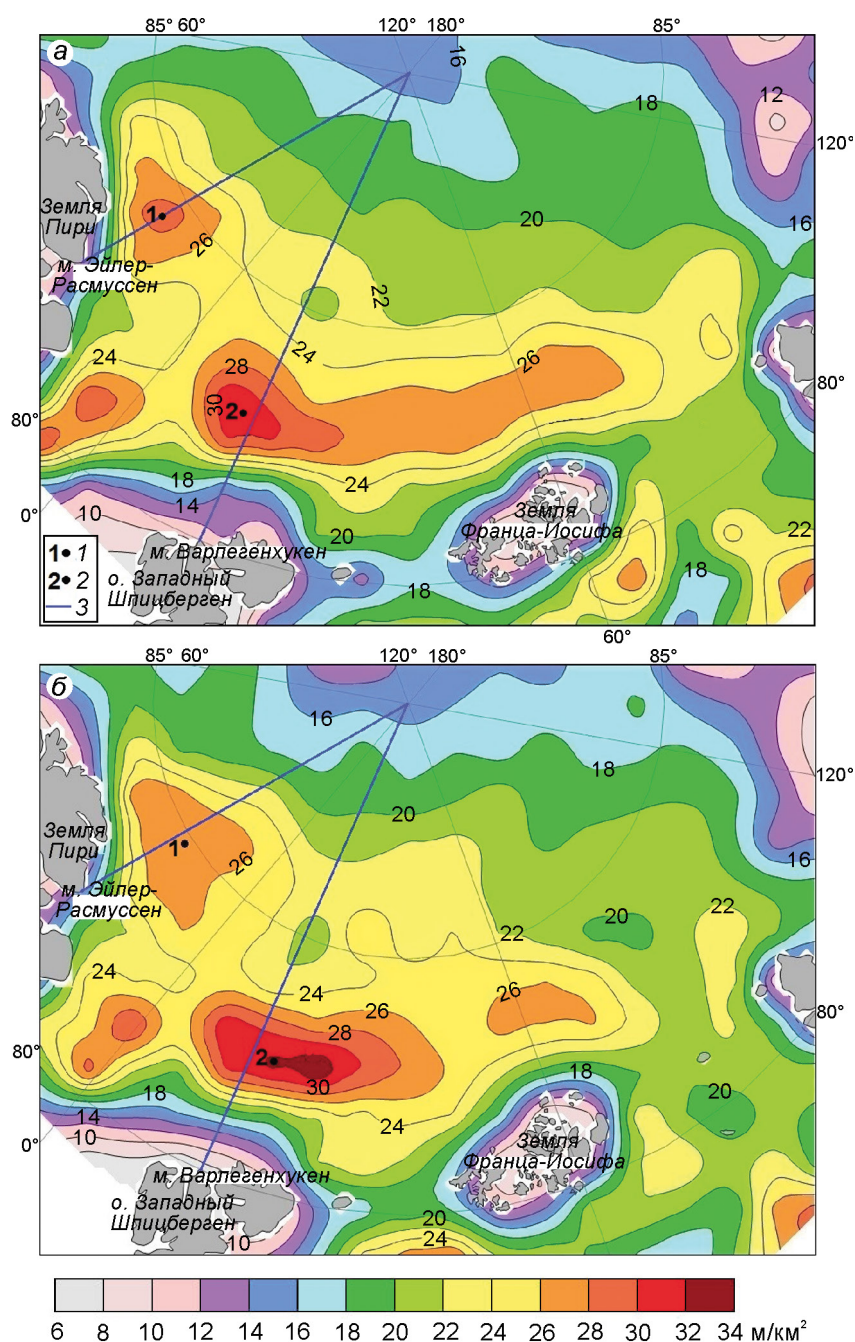


Рис. 2. Поля удельной длины разрывов, осреднённые за двухмесячные периоды, м/км²:

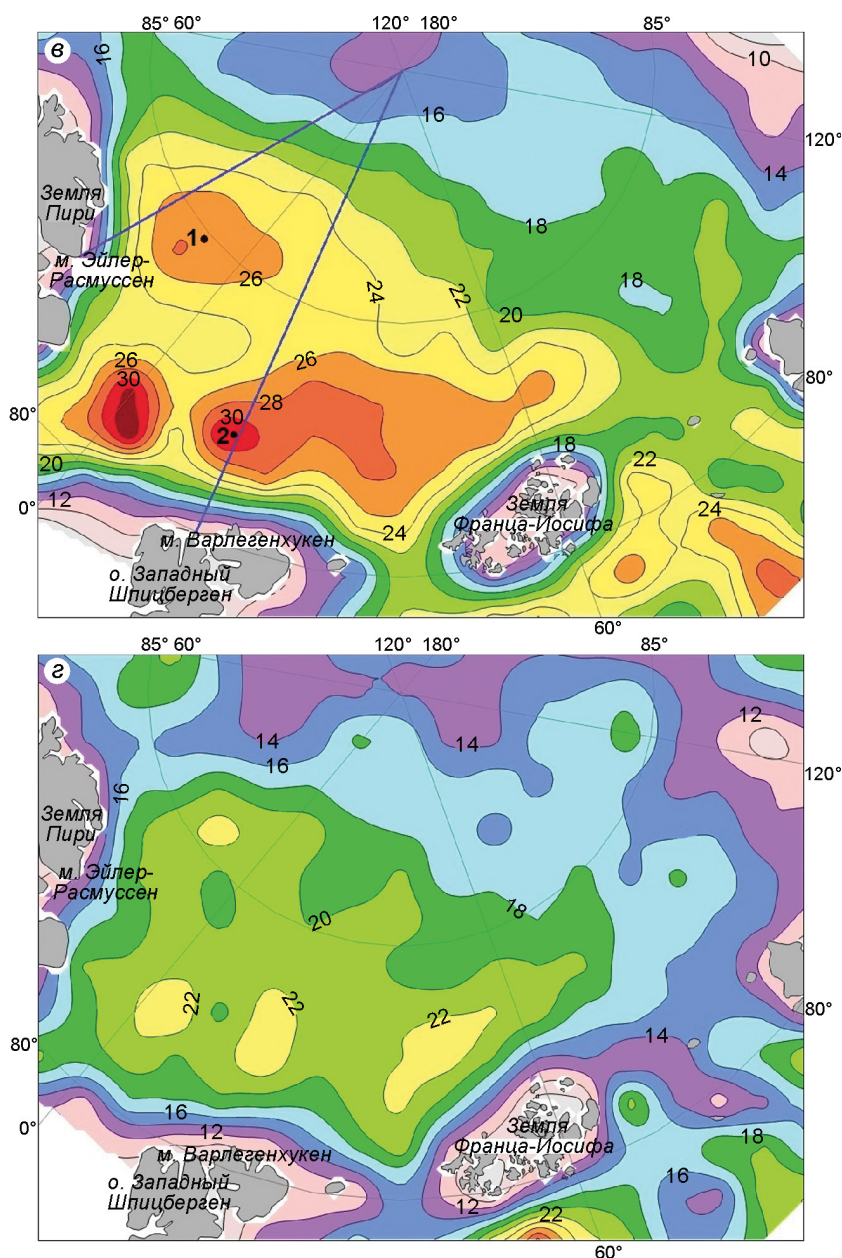
a – ноябрь–декабрь 2005–2016 гг.; *б* – январь–февраль 2006–2017 гг.; *в* – март–апрель 2006–2017 гг.; *г* – май–июнь 2006–2017 гг.; 1, 2 – центры первой и второй локальных зон повышенной плотности разрывов; 3 – створы, по которым выполняется сопоставление профиля дна и значений удельной длины разрывов

Fig. 2. Fields of specific length of the leads, averaged by two months periods, m/km²

a – November–December 2005–2016.; *б* – January–February 2006–2017.; *в* – March–April 2006–2017.; *г* – May–June 2006–2017.; 1, 2 – the centers of the first and second local zones of increased density of the leads; 3 – lines that are used to compare the bottom profile and the values of the specific length of leads

Протяжённость области повышенных значений, рассчитанная по её срединной линии с запада на восток и осреднённая за все три двух-

месячных периода, составила 1460 км. При этом отклонения от среднего её значения в отдельные периоды варьируют от 8% в марте–апреле



до 19% в ноябре–декабре. Аналогично рассчитанная протяжённость срединной линии в области повышенных значений удельной длины от пролива Фрама до точки её пересечения с уже рассмотренной срединной линией равна 550 км. Наиболее существенные её отклонения от среднего значения (35%) получены в марте–апреле.

Ширина области повышенных значений плотности разрывов, т.е. её протяжённость в широтном направлении, осреднённая по четырём меридианам от 30° з.д. до 60° в.д., возрастает в течение ледового цикла от 180 км в ноябре–декабре до 260 км в марте–апреле. Среднее

её значение за период с ноября по апрель составляет 230 км. Наибольший градиент удельной длины, кроме прибрежных областей, наблюдается в районах, прилегающих к центрам локальных зон максимальных значений. По мере продвижения на север, к центральной части Арктического бассейна, плотность разрывов понижается. Уменьшаются и значения градиента. Наименьшие значения удельной длины разрывов на протяжении всего года наблюдаются в приполюсном и прибрежных районах.

Разрывы в ледяном покрове Арктического бассейна формируются под действием динамиче-

Таблица 1. Средняя скорость дрейфа льда W , км/сут (числитель) и средняя удельная длина разрывов $l_{уд}$, м/км², (знаменатель) на участках стрежня

Участок	Ноябрь–декабрь	Январь–февраль	Март–апрель	Май–июнь
1	3,2/19,7	3,1/18,0	4,0/16,5	3,6/13,6
2	3,6/20,9	3,2/22,0	4,6/18,2	3,9/17,4
3	4,8/23,4	3,7/23,5	5,8/24,5	4,2/20,3
4	7,8/26,5	6,2/26,9	7,9/26,4	5,2/21,7

ских факторов, поэтому интересно сопоставить приведённые здесь поля удельной длины НСЛ с полями скорости дрейфа льда, рассчитанными за эти же двухмесячные периоды. Для этого на стрежне трансарктического потока, проходящего через исследуемую акваторию в пролив Фрама, выделены четыре равных по протяжённости участка. В зависимости от периода протяжённость участков варьировала от 350 до 400 км. Участкам были присвоены номера с 1 по 4 в направлении с востока на запад, т.е. при движении по стрежню к проливу Фрама номер участка возрастает. Для каждого участка по принятым периодам были вычислены средняя скорость дрейфа льда и средняя величина удельной длины (табл. 1).

Из приведённых данных следует, что в течение всех двухмесячных периодов скорость дрейфа на стрежне возрастает от участка к участку. При этом наиболее существенное её приращение (в среднем на 48%) происходит непосредственно на подходах к проливу, т.е. при переходе от участка 3 к участку 4. Значения удельной длины разрывов также увеличиваются от участка 1 к участку 4 на протяжении всех четырёх периодов, хотя её приращение не столь существенно, как у скорости дрейфа льда. Увеличение плотности разрывов от участка 3 к участку 4 за периоды с ноября–декабря по май–июнь составляет в среднем 13%.

Увеличение скорости дрейфа по направлению движения к проливу Фрама вызывает деформации растяжения ледяного покрова, следствие которых – образование в нём разрывов. Несмотря на связь плотности разрывов с дрейфом льда в рассматриваемой акватории, обращает на себя внимание тот факт, что локальные зоны, в которых значения удельной длины максимальны (см. рис. 2), расположены вне стрежня трансарктического ледового потока, где отмечаются наибольшие значения скорости дрейфа.

Таблица 2. Параметры локальных зон повышенной плотности разрывов, осреднённые за двухмесячные периоды

Параметры зон	Период осреднения	Зона 1	Зона 2
Размеры в поперечнике, км	ноябрь–декабрь	230 × 200	160 × 10
	январь–февраль	290 × 230	320 × 100
	март–апрель	290 × 210	110 × 70
	ноябрь–апрель	270 × 210	200 × 90
Отклонение расположения центра зоны от его положения, осреднённого за период ноябрь–апрель, км	ноябрь–декабрь	53	37
	январь–февраль	14	57
	март–апрель	60	48
Расстояние между центром зоны и центром расположенного под ним локального поднятия дна, км	ноябрь–декабрь	10	50
	январь–февраль	40	70
	март–апрель	100	30
	ноябрь–апрель	50	50

Центры этих зон обозначены на рис. 2 чёрным маркером. В табл. 2 представлены длина и ширина двух локальных зон повышенной плотности разрывов, обозначенных на рис. 2 цифрами 1 и 2. В качестве границ выделенных зон приняты замкнутые изолинии удельной длины со значением 26 и 30 м/км² соответственно (см. рис. 2). В весенний период (май–июнь) в связи с изменением состояния ледяного покрова и общим понижением плотности разрывов локальные зоны её повышенных значений практически не проявлены, поэтому данные по обеим зонам за май–июнь в табл. 2 отсутствуют.

Из данных табл. 2 видим, что выделенные зоны не только сохраняются на протяжении большей части ледового цикла, но и расположение их центров довольно устойчиво в пространстве. Так, смещение центра зоны 1 в различные периоды относительно среднего его положения в ноябре–апреле составляет около 16% поперечника самой зоны. В зоне 2 данный показатель несколько выше – около 23%. Это позволяет считать, что повышенные значения плотности разрывов здесь вызваны деформациями ледяного покрова, возникающими как за счёт ветрового дрейфа, так и в результате влияния другого регулярно действующего фактора.

Сопоставление батиметрической карты [14] с локальными зонами повышенной плотности разрывов 1 и 2 показало, что обе они расположены над локальными поднятиями дна материкового склона. При этом поверхность каждого

поднятия близка к горизонтальной, а его поперечные размеры и размеры расположенной над ним локальной зоны повышенной плотности НСЛ сравнительно близки. Относительно стабильное положение зон с повышенными значениями удельной длины как в пространстве, так и во времени, а также близкое положение центров локальных зон поднятия дна и повышенной плотности НСЛ (см. табл. 2) даёт основание полагать, что образованию разрывов в данных зонах способствуют приливы. О существенном влиянии приливов на состояние ледяного покрова севернее Шпицбергена впервые обратил внимание Ф. Нансен [15]. Роль приливной волны в образовании разрывов отмечена в работе И.В. Максимова [16], где анализируются данные ледовой разведки на материковом склоне западной части моря Лаптевых. Предположение о влиянии приливов на дивергентное движение льда над шельфом сделано авторами исследования [17].

Для более полного анализа изменения плотности разрывов с изменением рельефа дна использованы два створа, проходящие через локальные зоны 1 и 2 с максимальными значениями удельной длины разрывов. Первый створ соединяет полюс с мысом Эйлер-Расмуссен, расположенным на северо-востоке Земли Пири, второй — полюс с мысом Варлегенхукен на о. Западный Шпицберген. По сути, оба створа являются меридианами. Они приведены на полях распределения удельной длины разрывов (см. рис. 2). По каждому створу построены профили дна. На рис. 3 приводятся их фрагменты протяжённостью 600 км. Здесь же приведены кривые изменения значений удельной длины разрывов по створам, рассчитанные за двухмесячные периоды, относящиеся к ледовым циклам 2006–2017 гг.

Рассмотрим изменение профиля дна вдоль выбранных створов справа налево, т.е. в направлении от Северного полюса к суше. Как видно из рис. 3, после весьма протяжённого участка ложа океана со стабильными значениями глубины 4000 и 3500 м на створах 1 и 2 соответственно при достижении подножия материкового склона происходит интенсивное повышение дна. Подножие материкового склона определялось на профиле дна по положению точки, начиная с которой уменьшение глубины на протяжении 50 км составляет не менее 250 м. Подъём дна при достижении 2000 м на обоих створах приостанавливается, и при даль-

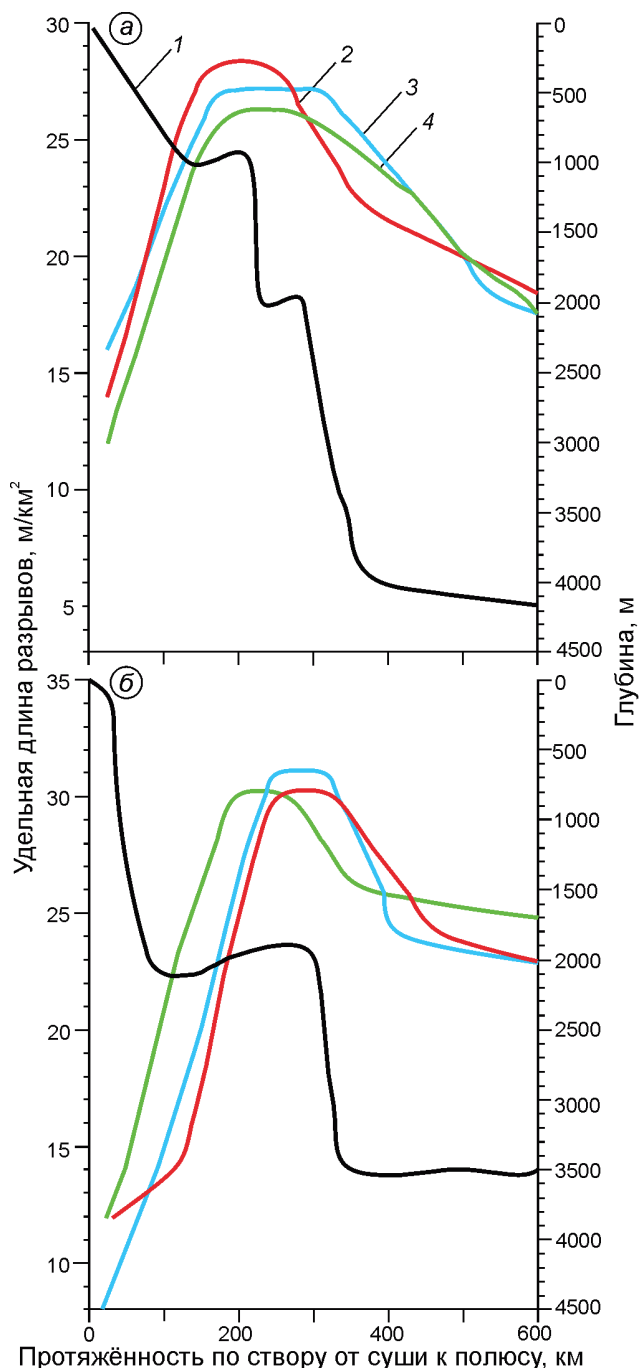


Рис. 3. Изменение глубины океана и удельной длины разрывов вдоль створов мыс Эйлер-Расмуссен — Северный полюс (а) и мыс Варлегенхукен — Северный полюс (б) за двухмесячные периоды:

1 — профиль дна; 2 — ноябрь—декабрь 2005—2016 гг.; 3 — январь—февраль 2006—2017 гг.; 4 — март—апрель 2006—2017 гг.

Fig. 3. Changes of the ocean depth and the specific length of leads along the lines Cape Eiler Rasmussen — North pole (a) and Cape Verlegenhuken — North pole (b) for two-month periods:

1 — bottom profile; 2 — November—December 2005—2016; 3 — January—February 2006—2017; 4 — March—April 2006—2017

нейшем приближении к суше глубина остаётся практически постоянной. Протяжённость такой ступени на створах существенно различается. На створе 1 после 50-километровой первой ступени происходит резкий подъём дна с 2000 м до 1000 м и при дальнейшем движении по створу на протяжении 85 км значения глубины вновь не меняются. На створе 2 протяжённость ступени составляет около 200 км. Ширина материкового склона в районе створа 1 равна 280 км, а в районе створа 2 — 300 км. Далее на обоих створах по мере приближения к шельфу глубина уменьшается.

Из рис. 3 также следует, что изменению удельной длины разрывов на обоих створах присущи общие черты. Её величина повышается ещё до достижения материкового склона. На створе 2 увеличение значений удельной длины происходит резко, на створе 1 этот процесс идёт медленнее, и расстояние от точки, в которой сильно повышается плотность разрывов, до подножия материкового склона здесь можно определить только условно. Тем не менее, на обоих створах это расстояние уменьшается от начала ледового цикла к его концу. Над участком материкового склона от его подножия до ступени на обоих створах происходит интенсивный рост удельной длины разрывов, который отмечается с ноября по апрель. На обоих створах наибольших значений удельная длина достигает либо над первой ступенью, либо за 25–45 км до её достижения.

Протяжённость участка максимальных значений удельной длины на створах 1 и 2 составляет в среднем 100 и 70 км соответственно, причём на створе 1 данный участок частично расположен и над первой, и над второй ступенями. На створе 1 этот параметр изменяется во времени, а на створе 2 его величину можно считать постоянной. Последующее уменьшение удельной длины разрывов происходит интенсивно на обоих створах.

Обсуждение результатов

Полученные результаты согласуются с теоретическими выводами А.П. Легенькова [18] об усилении приливного течения в канале с уменьшающейся глубиной и достижении максимума скорости приливной волны при прекращении подъёма дна и переходе его в горизонтальную плоскость. В области с полусуточными приливами под

действием приливной волны в течение суток дважды поочерёдно происходят сплочение и разрежение льда. Разрежение льда отмечается при преобладании процесса выноса льда из района над его поступлением, т.е. при отливе. В соответствии с моделью Легенькова в зонах усиления приливной волны, а именно над материковым склоном, где наблюдается наибольший градиент глубины моря, в этот период образуется больше НСЛ, которые периодически фиксируются на снимках ИСЗ. Следовательно, и установленные по ним значения удельной длины разрывов будут здесь несколько повышенными, особенно, если данные обобщаются за продолжительные периоды. Выделенная нами зона 1 расположена на материковом склоне между двумя хребтами, имеющими меридиональную ориентацию. Западнее зоны 1 находится хребет Ломоносова, а к востоку — хребет Гаккеля. В результате этой ситуации приливная волна перемещается подобно тому, как это происходит в морском канале с изменяющейся глубиной: в процессе движения волны по направлению уменьшения глубины скорость её увеличивается, а соответственно, возрастает деформация льда и увеличивается плотность разрывов. Аналогичная ситуация и в локальной зоне 2. Здесь к западу от неё расположен хребет Гаккеля, а боковой восточной стеной канала служит мелководное побережье архипелагов Шпицберген и Земля Франца-Иосифа.

В качестве ещё одного доказательства влияния приливной волны на образование над материковым склоном локальных зон повышенной плотности разрывов рассмотрим за два последовательных месяца поля дрейфа льда, в которых модули его скорости в области материкового склона существенно различаются; для этого же района есть рассчитанные по снимкам ИСЗ значения удельной длины разрывов. В качестве примера мы выбрали месячные поля дрейфа льда за ноябрь и декабрь 2005 г. Эти периоды обеспечены достаточным количеством исходных данных о разрывах в приатлантической части Арктического бассейна.

На рис. 4 представлены уже использованные нами ранее два створа с границами начала и конца материкового склона, помеченными маркерами. На обоих створах маркером показано и начало ступени, после которого при движении по створу к суше прекращается зона с максимальным градиентом глубины дна. На каждом створе в области материкового склона выделено по четыре квадра-

Таблица 3. Модуль скорости дрейфа льда (км/сут) и удельная длина разрывов (м/км²), рассчитанные по квадратам 100×100 км, представленным на рис. 4

Номер квадрата	Модуль скорости дрейфа льда			Удельная длина разрывов		
	ноябрь 2005 г.	декабрь 2005 г.	изменение, %	ноябрь 2005 г.	декабрь 2005 г.	изменение, %
<i>Район материкового склона на створе 1</i>						
1	1,2	1,0	–17	12,8	20,3	59
2	1,6	1,4	–13	12,1	26,1	116
3	2,0	1,9	–5	10,6	26,0	145
4	1,0	0,9	–10	12,4	16,0	29
<i>Район материкового склона на створе 2</i>						
5	5,9	1,6	–73	12,4	19,8	60
6	4,3	1,7	–61	15,6	23,1	48
7	7,0	1,5	–79	27,8	31,7	14
8	5,4	1,1	–80	14,1	24,7	75
<i>Районы вне материкового склона</i>						
9	3,2	2,4	–25	14,9	12,2	–18
10	3,7	2,1	–43	11,9	11,2	–6
11	3,2	2,8	–13	19,4	17,8	–8
12	3,6	2,5	–31	16,4	15,0	–9
13	3,4	2,0	–41	13,9	11,4	–18
14	3,2	1,7	–47	21,0	16,3	–22
15	3,4	2,3	–32	16,3	12,8	–21
16	2,8	1,9	–32	14,0	13,4	–4

та размером 100 × 100 км (см. рис. 4). В табл. 3 приведены рассчитанные по выделенным квадратам средние значения модуля скорости дрейфа льда и удельной длины разрывов. Как видно из табл. 3, на обоих створах модуль скорости дрейфа льда во всех квадратах понизился от ноября к декабрю в среднем на 11% на створе 1 и на 73% – на створе 2. В то же время удельная длина в этих же квадратах возросла в среднем на 87 и 49% на створах 1

и 2 соответственно. Как уже отмечалось, в глубоководных районах понижение скорости дрейфа льда сопровождается уменьшением плотности разрывов, а повышение скорости дрейфа льда вызывает увеличение удельной длины НСЛ. Это подтверждается и результатами расчёта скорости дрейфа льда и удельной длины разрывов в двух зонах, расположенных вне материкового склона и обозначенных на рис. 4 как квадраты 9–12 и 13–16.

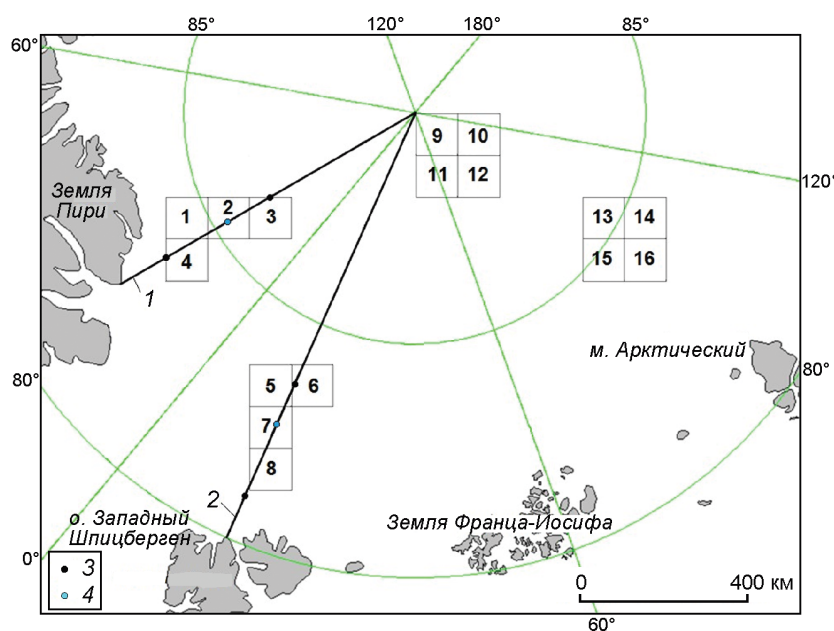


Рис. 4. Квадраты (1–16), по которым в табл. 3 представлены результаты расчёта модуля скорости дрейфа льда и удельной длины разрывов:

1 – створ 1; 2 – створ 2; 3 – границы материкового склона на створе; 4 – окончание зоны с максимальным градиентом глубины дна при направлении вдоль створа к суше

Fig. 4. Squares (1–16) for which table 3 shows the results of calculating the ice drift velocity modulus and the specific length of leads:

1 – the line 1; 2 – the line 2; 3 – the borders of the continental slope on the selected line; 4 – the end of the zone with the maximum gradient of the bottom depth in the direction along the selected line to land

При понижении скорости дрейфа льда от ноября к декабрю в среднем на 28% в квадратах 9–12 и на 38% в квадратах 13–16 плотность разрывов в них также уменьшилась на 10 и 16% соответственно (см. табл. 3). Таким образом, факт повышения плотности разрывов при понижении скорости ветрового дрейфа льда в квадратах 1–8 можно объяснить только влиянием прилива в зоне материкового склона. Максимальное приращение удельной длины (более чем в 2 раза) на створе 1 приходится именно на квадраты 2 и 3, расположенные над зоной резкого поднятия дна от подножия материкового склона до первой ступени (см. рис. 4).

В глубоководных районах рассматриваемой акватории, где влияние приливных явлений незначительно, плотность разрывов ниже, чем в зонах материкового склона. Более тесная связь со скоростью дрейфа приводит в таких областях и к более существенной изменчивости удельной длины разрывов.

Выводы

Плотность разрывов в приатлантической части Арктического бассейна характеризуется пространственными различиями. Область с наибольшими её значениями отмечается в районе от о. Гренландия до архипелага Земля Франца-Иосифа на протяжении всего ледового цикла. В прибрежных зонах, а также в приполюсном районе удельная длина разрывов понижена. Плотность разрывов в приатлантической части Арктического бассейна в период с ноября по апрель выше, чем в октябре и мае–июне, что обусловлено общим состоянием ледяного покрова. В открытой части Арктического бассейна

значения удельной длины разрывов согласуются со скоростью ветрового дрейфа льда: чем интенсивнее дрейф, тем больше плотность разрывов. Это открывает возможность на основе метода прогноза дрейфа льда оценить ожидаемые фоновые изменения плотности разрывов.

Полученные результаты позволяют утверждать, что зоны повышенной плотности разрывов, расположенные в районе материкового склона приатлантической части Арктического бассейна, представляют собой следствие приливных явлений. Деформации ледяного покрова, вызываемые приливной волной, обуславливают повышенные значения удельной длины разрывов. Это проявляется в осреднённых за двухмесячные интервалы полях плотности НСЛ на протяжении всего периода, за который анализировались исходные данные. Для оперативного использования информации по разрывам в ледяном покрове в дальнейшем желательно получать исходные данные по независимым от облачности радиолокационным снимкам с отечественных спутников.

Благодарности. Исследования выполнены в рамках целевой научно-технической программы Росгидромета на 2017–2019 гг. «Развитие моделей и технологий расчетов и прогнозов гидрометеорологических характеристик акваторий Мирового океана, морей и морских устьев рек России».

Acknowledgments. The research was carried out within the framework of the target scientific and technical program of Roshydromet for 2017–2019 «Development of models and technologies for calculations and forecasts of hydrometeorological characteristics of the world ocean, seas and sea estuaries of Russian rivers».

Литература

1. Дмитриев А.А., Горбунов Ю.А., Соколов В.Т. История мореплавания по трассе Северного морского пути в XX и начале XXI века. Т. 3. СПб.: Издательский дом «Морская энциклопедия», 2015. 304 с.
2. Gorbunov Ju.A., Diment L.N., Losev S.M. Taking into account generalized characteristics of leads in the ice cover for selecting the routes of ship escort by icebreakers // INSROP Working paper. 1996. № 68 (141). P. 10–20.
3. Фролов С.В., Клячкин С.В. Учет влияния ориентации разрывов в ледяном покрове на скорость движения судна во льдах // Тр. ААНИИ. 2001. Т. 443. С. 103–111.

References

1. Dmitriev A.A., Gorbunov Yu.A., Sokolov V.T. Istoriya moreplavaniya po trasse Severnogo morskogo puti v XX i nachale XXI veka. T. 3. History of navigation along the Northern sea route in the twentieth and early twenty-first century. V. 3. St. Petersburg: Morskaya entsiklopediya, 2015: 304 p. [In Russian].
2. Gorbunov Yu.A., Dymont L.N., Losev S.M. Taking into account generalized characteristics of leads in the ice cover for selecting the routes of ship escort by icebreakers. INSROP Working paper. 1996, 68 (141): 10–20.
3. Frolov S.V., Klyachkin S.V. Account of the influence of orientation leads in the ice cover on the ship motion

4. Горбунов Ю.А., Карелин И.Д., Лосев С.М. Природа нарушений сплошности морского ледяного покрова в зимнее время // МГИ. 1986. № 56. С. 131–134.
5. Smith Stuart D., Muench Robin D., Pease Carol H. Polynya and leads: an overview of physical processes and environment // Journ. of Geophys. Research. 1990. V. 95. № 6. P. 9461–9479.
6. Бородачев В.Е., Тимохов Л.А. О строении ледяного покрова // Тр. ААНИИ. 1979. Т. 364. С. 52–62.
7. Дымент Л.Н. Разрывы как элемент ландшафта дрейфующих льдов Арктики // Тр. ААНИИ. 2001. Т. 443. С. 91–95.
8. Torgerson L.J., Stringer W.J. Observations of double arch formation in the Bering Strait // Geophys. Research Letters. 1985. V. 12 (10). P. 677–680.
9. Макутас А.П. Тепловой баланс арктических льдов в зимний период. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 68 с.
10. Campbell W.J., Gloersen P. Arctic ocean winter polynya zones during 1978–1987 // Circular of the U.S. Geological Survey. 1993. № 1086. P. 73–74.
11. Горбунов Ю.А., Беликов С.Е., Шильников В.И. Влияние ледовых условий на распределение численности белого медведя в морях советской Арктики // Бюл. МОИП. Отделение биологии. 1987. Т. 92. Вып. 5. С. 19–28.
12. Важенин В.П. Деформации ледяного покрова и возникающие при этом разрывы являются источником сведений о цунами и землетрясениях // Материалы XII Совещания географов Сибири и Дальнего Востока (5–7 октября 2004 года) / Ред. П.Я. Бакланов. Владивосток: Тихоокеанский ин-т географии ДВО РАН, 2004. С. 74–76.
13. Hibler W.D. (III) Modeling the formation and evolution of oriented fractures in sea ice // Annals of Glaciology. V. 33. Papers from the International Symposium on Sea Ice and its Interaction with the Ocean, Atmosphere and Biosphere. Fairbanks, Alaska, 18–23 Jun 2000. Intern. Glaciological Society, 2001. P. 157–164.
14. Атлас Арктики / Ред. А.Ф. Трешников. М.: Главное управление геодезии и картографии при Совете Министров СССР, 1985. 204 с.
15. Нансен Ф. Во мраке ночи и во льдах. Путешествие Норвежской экспедиции на корабле «Фрам» к Северному полюсу. Т. 1. СПб., 1897. 304 с.
16. Максимов И.В. К изучению приливно-отливных явлений в области материкового склона морей Арктики // Проблемы Арктики. 1946. № 1. С. 26–29.
17. Willmes S., Heinemann G. Sea-Ice Wintertime lead frequencies and regional characteristics in the Arctic, 2003–2015 // Remote Sensing, Special Issue: Sea Ice Remote Sensing and Analysis. 2016. V. 8. № 1. P. 4. doi: 10.3390/rs8010004.
18. Легеньков А.П. Подвижки и приливные деформации дрейфующего льда. Л.: Гидрометеиздат, 1988. 104 с.
- speed in ice. *Trudy AANII*. Proc. of the AARI. 2001, 443: 103–111. [In Russian].
4. Gorbunov Yu.A., Karelin I.D., Losev S.M. Nature of leads of sea ice cover in the wintertime. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1986, 56: 131–134. [In Russian].
5. Smith Stuart D., Muench Robin D., Pease Carol H. Polynya and leads: an overview of physical processes and environment. Journ. of Geophys. Research. 1990, 95 (6): 9461–9479.
6. Borodachov V.Ye., Timochov L.A. About the structure of the ice cover. *Trudy AANII*. Proc. of the AARI. 1979, 364: 52–62. [In Russian].
7. Dyment L.N. Leads as a landscape element of drifting ice. *Trudy AANII*. Proc. of the AARI. 2001, 443: 91–95. [In Russian].
8. Torgerson L.J., Stringer W.J. Observations of double arch formation in the Bering Strait. Geophys. Research Letters. 1985, 12 (10): 677–680.
9. Makshtas A.P. *Teplovoy balans arkticheskikh ldov v zimniy period*. Thermal balance of Arctic ice in winter. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1984: 68 p. [In Russian].
10. Campbell W.J., Gloersen P. Arctic ocean winter polynya zones during 1978–1987. Circular of the U.S. Geological Survey. 1993, 1086: 73–74.
11. Gorbunov Yu.A., Belikov S.Ye., Shilnikov V.I. Influence of ice conditions on spreading and numbers of polar bear in the seas of the Russian Arctic. *Bjulleten Moskovskogo Obshchestva ispyatelei prirody. Otdelenie biologii*. Bulletin of Moscow Society of Nature Investigators. Dept. of Biology. 1987, 92 (5): 19–28. [In Russian].
12. Vazhenin V.P. Ice cover deformations and resulting leads are a source of information about tsunamis and earthquakes. *Materialy XII Soveshchaniya geografov Sibiri i Dalnego Vostoka (5–7 oktyabrya 2004 goda)*. Red. P.Ya. Baklanov. Proc. of the XII Meeting of geographers of Siberia and the Far East (5–7 October 2004). Vladivostok: Pacific Institute of Geography, 2004: 74–76 p. [In Russian].
13. Hibler W.D. (III). Modeling the formation and evolution of oriented fractures in sea ice. Annals of Glaciology. Papers from the International Symposium on Sea Ice and its Interaction with the Ocean, Atmosphere and Biosphere. Fairbanks, Alaska, 18–23 Jun 2000. Cambridge. Intern. Glaciological Society, 2001, 33: 157–164.
14. *Atlas Arktiki*. Atlas of the Arctic. Moscow: Main department of geodesy and cartography under the Council of Ministers of the USSR, 1985: 204 p. [In Russian].
15. Nansen F. *Vo mrake nochi i vo ldakh. Puteshestvie norvezhskoy ekspeditsii na korable «Fram» k severnomu polyusu. T. 1*. In the darkness of the night and in the ice. The journey of the Norwegian expedition on the ship «FRAM» to the North Pole. V. 1. St. Petersburg, 1897: 304 p. [In Russian].
16. Maksimov I.V. To the study of tidal phenomena in the area of the continental slope of the Arctic seas. *Problemy Arktiki*. Problems of Arctic. 1946, 1: 26–29. [In Russian].
17. Willmes S., Heinemann G. Sea-Ice wintertime lead frequencies and regional characteristics in the Arctic, 2003–2015. Remote Sensing, Special Issue: Sea Ice Remote Sensing and Analysis. 2016, 8 (1): 4. doi: 10.3390/rs8010004.
18. Legenkov A.P. *Podvizhki i prilivnye deformatsii dreifuyushchego lda*. Motion and tidal deformation of the drift ice. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1988: 104 p. [In Russian].

Воздействие ледяных образований на берега и дно мелководных морей и крупных озёр умеренных и субарктических широт

© 2020 г. С.В. Мазнев*, С.А. Огородов

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

*maznev@geogr.msu.ru

Impact of ice formations on the shore and bottom areas of shallow seas and large lakes of middle and subarctic latitudes

S.V. Maznev*, S.A. Ogorodov

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

*maznev@geogr.msu.ru

Received November 30, 2019 / Revised May 2, 2020 / Accepted June 10, 2020

Keywords: *bottom topography, ice cover, ice gouging, ice pile-up, ice ride-up, ice ridges, ice scours, stamukhi.*

Summary

Ice formations affect linear and coastal structures not only in the Arctic, but also in the subarctic and middle latitudes. Most of the seas, lakes and bays, such as the Gulf of St. Lawrence, the Baltic, Black, Caspian Seas, and Sea of Japan, freeze partially or completely every year. Inland and northern lakes and seas of the Subarctic, such as the White Sea, the Gulf of Bothnia and the Sea of Okhotsk are characterized by the most severe ice conditions. Remote sensing methods are used to detect ice ridges and grounded hummocks. A side-scan sonar survey and echo sounding, along with the diving surveys, are used to detect the ice scours/furrows on the bottom. To study the ice-exaration relief on the exposed bottoms, remote sensing data and materials obtained by means of unmanned aerial vehicles (UAV) are used, along with field surveys. The pressure impact of ice on the land results in the formation of ice piles on shores up to 3–5 m high. This causes an intensification of the processes of destruction of the coast and the restructuring of the processes of relief formation. The ice pressure ridges up to 2–3 m high are widely distributed along the coasts. At the bottoms, typical ice scours (plowing furrows) have a dip along the central axis, as well as side and pressure rollers at the ends of the furrows. At the edge of the fast ice, multiple scours/furrows form a so-called «comb», usually oriented along the normal to the shoreline. The length of the largest furrows exceeds several kilometers; the width of individual ones reaches the first tens of meters, the systems of furrows - hundreds of meters; the depth of them can be down to 2 m. The maximal depth of the sea or lake at which impacts are possible can reach 30 m. Relic forms of ice and iceberg impact have also been studied in the middle latitudes. Traces of impacts of ice formations in the temperate zone have a low degree of preservation and are often concealed by sediments. The distribution of traces of ice impacts down to a depth of 30 m as well as to several hundred meters inland shows the scale of the process in temperate and subarctic climates. Ice heaps and thrusts are more common in mid-latitudes than in the Arctic.

Citation: Maznev S.V., Ogorodov S.A. Impact of ice formations on the shore and bottom areas of shallow seas and large lakes of middle and subarctic latitudes. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2020. 60 (4): 578–591. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673420040062.

Поступила 30 ноября 2019 г. / После доработки 2 мая 2020 г. / Принята к печати 10 июня 2020 г.

Ключевые слова: *ледовая экзарация, ледово-экзарационные борозды, ледяной покров, навалы льда, надвиги льда, рельеф дна, стамухи, торосы.*

Рассмотрена рельефообразующая деятельность льдов на берегах и дне акваторий. Обсуждены региональные различия ледовых условий, параметры ледово-экзарационных форм и их сохранности, масштабы проявления процесса. Установлены основные различия ледовых воздействий в высоких и средних широтах.

Введение

Воздействие морских льдов на берега и дно можно разделить на две группы: 1) косвенное, выражающееся в защитной роли припая и дрейфующих льдов от волн и приливов; 2) прямое, включа-

ющее в себя экзарацию берегов и дна, транспорт наносов морскими льдами, местный размыв дна, обусловленный особенностями ледовых условий, и формирование мёрзлых пород в контактной зоне лёд–дно [1]. Среди этих процессов наиболее опасна экзарация — механическое воздействие льдов на

грунт, связанное с динамикой ледяного покрова, торошением и образованием стамух под влиянием гидрометеорологических факторов и рельефа прибрежно-шельфовой зоны. Параметры форм рельефа, созданных под воздействием морских льдов, могут достигать: по глубине — первых метров, по ширине — первых десятков метров, по протяжённости — нескольких километров, а объёмы транспорта наносов на отдельных участках профиля подводного склона сопоставимы или превышают объёмы наносов, перемещаемых под действием волн и течений. Исследование зон активного торошения ледяного покрова и посадки торосов на мель (образование стамух) весьма актуально как с научной, так и с практической точек зрения. В первом случае ледово-экзарационные процессы интересны для изучения геоморфологии и динамики микрорельефа морского дна и берегов; во втором — с точки зрения воздействия на инженерные сооружения, прокладку подводных трубопроводов и кабелей связи, пересекающих береговую зону, а также решения других хозяйственных задач.

В Арктике вопросы ледовых воздействий на берега и дно изучены достаточно хорошо [1–3] и принимаются во внимание при строительстве и эксплуатации объектов на шельфе. Однако применительно к морям и озёрам умеренного климатического пояса данная проблема долгое время оставалась без должного внимания. В настоящее время ледовые воздействия на берега и дно изучены лишь для некоторых водоёмов — Охотского моря (шельф о. Сахалин) [4], Каспийского моря [5–9], Великих озёр [10, 11]. Для множества других морей и озёр средних широт воздействия и формы рельефа, создаваемые ими, пока не изучены. Задачи данной работы — выявление особенностей процессов ледовых воздействий и создаваемых ими форм рельефа на акваториях умеренной климатической зоны и сравнение их с процессами и формами в Арктике. Для этого необходим обзор основных характеристик ледовых условий акваторий умеренного пояса, формируемых ледяных образований и выявленных форм воздействия на дно.

Ледовые условия акваторий средних широт

Умеренный климатический пояс занимает обширные пространства в Северной Америке и Евразии. Анализ основных метеорологических

параметров и характеристик ледовых условий, влияющих на интенсивность воздействия льдов на берега и дно, позволил разделить акватории этих континентов на умеренный, субарктический и арктический типы.

Среди рассматриваемых акваторий к *умеренному типу* относятся Чёрное, Азовское, Каспийское и Аральское моря, залив Св. Лаврентия, Великие озёра и южная часть Балтийского моря (без Ботнического залива). Средняя сумма градусодней мороза (СГДМ) здесь не превышает 1000 °С, толщина льда термического нарастания — не более 80 см, а средняя продолжительность ледового сезона — около 150 дней. Для акваторий *субарктического типа* характерны СГДМ в пределах 1000–2500 °С, продолжительность ледового сезона — 130–200 дней, а толщина льда термического нарастания может существенно отличаться, но, как правило, не превышает 135 см. В настоящем исследовании к таким акваториям относятся Белое и Охотское моря, Татарский пролив, Ботнический залив Балтийского моря и залив Кука на южном побережье Аляски. По сравнению с этими водоёмами акватории *арктического типа* (Печорское, Карское, Бофорта и др.) характеризуются средними СГДМ больше 2500 °С, толщиной льда — более 135 см и продолжительностью ледового сезона свыше 200 дней.

Ледовые условия в морях и озёрах средних и высоких широт неодинаковы, что вызывает различия в интенсивности воздействия ледяных образований на берега и дно. Ледовые условия субарктических морей занимают промежуточное положение между умеренными и арктическими. Рассмотрение ледовых процессов на их акваториях позволит оценить изменение интенсивности ледовых воздействий.

Для понимания процессов ледовых воздействий необходимо рассмотреть некоторые характеристики ледовых условий этих водоёмов. Наличие льда в береговой зоне замерзающих морей и озёр вызывает ряд их особенностей. Принципиальная схема строения береговой зоны замерзающего моря составлена С.А. Огородовым [1] для арктических морей, но она справедлива для любых крупных замерзающих водоёмов и включает в себя ряд сегментов (рис. 1) [по 1]. Сегмент I находится за пределами прямого влияния льдов. Сегмент II содержит береговой откос и верхнюю часть пляжа, куда возможны навалы

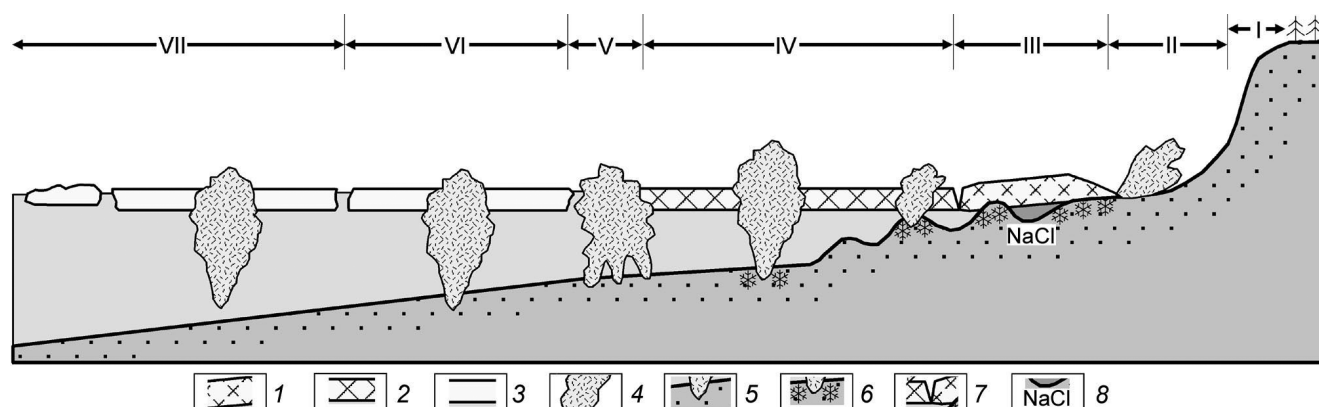


Рис. 1. Схема строения береговой зоны замерзающего водоёма [1].

1 — припай, смёрзшийся с дном; 2 — припай «на плаву»; 3 — дрейфующие ледяные поля; 4 — торосистые ледяные образования (торосы, стамухи, ледяные плотины), навалы и надвиги льда на берег; 5 — внедрение кия тороса в грунт; 6 — формирование сезонно-мёрзлых грунтов в контактовой зоне «лёд-дно»; 7 — приливная трещина; 8 — высокоминерализованные воды в межваловых ложбинах, криопеги

Fig. 1. Principal scheme of the coastal zone of the freezing water body [1].

1 — fast ice frozen with the bottom; 2 — fast ice «afloat»; 3 — drifting ice; 4 — ice formations (hummocks, stamukhas, ice ridges), ice pile-up and ride-up; 5 — grounding of the stamukha keel; 6 — formation of seasonally frozen soils in the «ice-bottom» contact; 7 — tidal crack; 8 — highly mineralized waters in dishes, cryopegs

и надвиги льдов. В сегмент III входят области осушки и прибрежного вдольберегового вала, в пределах которых в холодный период формируется неподвижный припай. К сегменту IV относятся зона мористых береговых валов и подводный береговой склон, находящийся в пределах припая «на плаву». В период становления припая, осенью, на вдольбереговых валах, как правило, формируются гряды торосов и стамухи. Сегмент V содержит зону торошения на мористой кромке припая, где в холодный период происходят мощные сжатия и деформации дрейфующих льдов преимущественно со стороны акватории. Сегмент VI — это зона ледяных полей, дрейфующих вдоль мористой кромки припая. Сегмент VII отличается от шестого лишь тем, что торосистые образования не достигают здесь дна, поэтому стамухи здесь не формируются.

Из-за тёплых океанических течений на восточном побережье Северной Америки, в южной части её западного побережья, атлантическом побережье Европы и берегах Японии льды появляются редко, а образующийся ледяной покров неустойчив и тонок. Другие моря и заливы, например залив Св. Лаврентия, Балтийское, Чёрное, Каспийское, Японское моря частично замерзают ежегодно. Продолжительность ледового периода и толщина льда значительно разнятся. Так, в заливе Кука толщина припая достигает 90 см

и занимает он значительную часть акватории. Здесь формируются торосы и стамухи мощностью до 12 м. В заливе Св. Лаврентия припай достигает ширины всего в 500 м, но гряды торосов, садящиеся на подводные береговые валы, могут иметь высоту 8–10 м при толщине льда 0,5 м.

На *Балтийском море* средняя продолжительность ледового периода в южной части составляет 20–25 дней, в северной достигает 160–210 дней, в Ботническом заливе — 220–245 дней. В суровые зимы ледяной покров образуется повсеместно, а в мягкие зимы лёд распространяется в основном вдоль берегов северной и центральной Балтики. В умеренные и суровые зимы лёд появляется в конце декабря — начале января; максимального развития он достигает во второй и третьей декадах марта. В северной части Балтийского моря толщина льда термического нарастания может составлять 70 см. Средняя мощность торосов — 5–15 м, максимальная — 28 м в Ботническом заливе. В течение зимы кромка припая постоянно отодвигается в сторону моря и происходит нарастание припая за счёт дрейфующих льдов. В южной части Балтийского моря замерзают мелководные заливы, на открытых берегах лёд возникает эпизодически.

На *Белом море* преимущественно под действием приливов и господствующих ветров образуются гряды торосов и стамух на припаяе.

Торосистость в зоне сплочённых льдов может достигать 4–5 баллов. Толщина морских льдов термического нарастания составляет 0,3–0,7 м, припая – 0,5–1,5 м, но мощных торосистых образований не формируется [12].

Ледовые условия *Охотского моря* – самые суровые в средних широтах, однако его большая протяжённость с севера обуславливает различия в ледовом режиме как по широте, так и по мере приближения к Тихому океану. Толщина нарастающего в течение зимы льда на шельфе северного Сахалина – 0,8–1,2 м, а ширина припая достигает 10 км. Средняя продолжительность ледового периода – от 170 до 240 дней, однако в последние годы ледовитость снижается. Мощность льда в торосах и стамухах может достигать 30 м, а осадка ледяных образований составлять 25 м [4].

Для южных морей ледовитость, сплочённость льда и другие характеристики ледяного покрова сильно зависят от степени суровости зимы. Так, на *Чёрном море* регулярное ежегодное льдообразование происходит лишь в его северо-западной части, ледовый сезон характеризуется неустойчивостью, возможно неоднократное появление и исчезновение льда. В суровые зимы припайный лёд может распространяться южнее Констанцы, плавучий лёд вдоль западного берега Чёрного моря достигает Босфора (февраль 1929 г.) [13].

В *Азовском море* лёд образуется в конце ноября, достигает максимума к февралю и полностью исчезает в конце марта. Быстрая смена атмосферных процессов в регионе способствует неоднократному вскрытию и замерзанию водоёма на протяжении всей зимы. Площадь ледяного покрова, даты образования и разрушения льда сильно варьируют по годам. Наибольшая ледовитость наблюдается в феврале, при этом максимальные значения ледовитости изменяются от 13–20% в мягкие зимы до 90–100% в умеренные и суровые. В умеренные и суровые зимы преобладают очень сплочённые и сплочённые льды (9–10 баллов) [14]. В результате этого ледяной покров Азовского моря, имеющий небольшую толщину, подвергается сильному торошению. При небольших глубинах и сильном ветре торосы могут садиться на дно и достигать высоты 12 м над ровной поверхностью. Характерны скопления льда и сильные торошения в юго-западной части моря.

На *Каспийском море* ежегодно замерзает северная мелководная часть (севернее линии о. Че-

чень – о. Кулалы). Ледовый период на Северном Каспии продолжается с ноября по март. Максимальная толщина ровного льда на Северном Каспии даже в очень суровые зимы не превышает 60–70 см, припая – 90–120 см. Однако значительную часть акватории может занимать наслоенный лёд максимальной толщиной до 3 м [5]. Относительно тонкий и «тёплый» лёд Северного Каспия имеет низкие прочностные характеристики, что на фоне сильных ветров способствует его взлому и торошению. В период высокой степени торосистости наибольшее количество ледяных образований группируется в пределах глубин моря от 2 до 5 м [8]. Максимальная расчётная высота паруса стамухи может достигать 16 м [15]. При этом характерное соотношение глубины киля к высоте паруса на Каспийском море в среднем равно 0,9, в то время как в других регионах это отношение находится в диапазоне 1,3–1,7 [16].

Аральское море расположено к востоку от Каспийского, в зоне внетропических пустынь. До начала падения уровня Аральского моря в 1961 г. образование льда в прибрежных районах на севере и северо-востоке моря обычно начиналось в конце ноября. Наибольшего развития ледяной покров достигал в середине февраля. Прибрежную зону моря покрывал припай (на севере шириной 20–30 км), а в открытых районах были распространены дрейфующие льды, но в наиболее суровые зимы припай занимал всю акваторию. Мощность ровного льда колебалась в пределах 65–70 см в северной части и 35–45 см на юге. Благодаря преобладающим в холодный период сильным северо-восточным ветрам (35% повторяемости), ледяной покров был значительно наслоён и всторошен. Под влиянием северных и восточных ветров было возможно большое скопление льда в южной части моря.

Ледовые условия *на озёрах* сильно варьируют в зависимости от широты и размера водоёма. Многие из них в зимнее время замерзают полностью, поэтому дрейф льда и торошение происходят только весной и осенью. На оз. Эри сильные ветры вызывают отрыв припая и торошение на протяжении всего ледового сезона. Высота торосов достигает 10 м, а глубины, на которых ледяные образования могут доставать дна, составляют 25–27 м [10, 11].

Рассматривая ледовые условия водоёмов, необходимо принимать во внимание глобальные

изменения климата. В последнее десятилетие климат на юге России характеризовался чередованием суровых и мягких зим с преобладанием сравнительно холодных зим. Это подтверждает известные представления о природной цикличности климата. В литературе имеются сведения, указывающие как на глобальное потепление, так и на его отсутствие. Анализ гидрометеорологических данных за последние 30 лет [17] показал, что и в южных, и в арктических морях произошло снижение средней суммы градусо-дней мороза, толщины припайных льдов и средней ледовитости. В то же время на Северном Каспии период роста суммы отрицательных температур в 2004 г. сменился падением [7], что непосредственно влияет на состояние и площадь распространения ледяного покрова, положение границы припая, толщину льда и соответственно на количество, размеры и местоположение ледяных торосистых образований. В настоящее время нельзя утверждать, что ледовые условия водоёмов умеренных широт будут быстро меняться в сторону смягчения.

Методы дешифрирования ледяного покрова

При исследовании воздействий льдов на берега и дно важный момент — выявление ледяных торосистых образований, которые могут повлиять на рельеф дна и берегов. В мировой практике с этой целью ранее использовались материалы авиаразведок [5, 10]. В последние годы широко развиваются методы, применяющие данные дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ). Методика обнаружения стамух и торосов по спутниковым данным была разработана и опробована сотрудниками АНИИ для арктических морей [18]. Обнаружение ледяных торосистых образований по спутниковым данным применено для водоёмов средних широт сотрудниками НИЦ «Планета», составляющими оперативные карты ледовой обстановки Каспийского и Азовского морей [19].

Для обнаружения ледяных торосистых образований существует ряд прямых и косвенных дешифровочных признаков. Стамухи и гряды торосов распознаются на снимках видимого диапазона по характерной текстуре, неровной форме и специфическому положению в пространстве. *Гряды торосов* хорошо выделяются по тепловому контрасту в СВЧ-диапазоне на фоне

окружающего многолетнего льда, что связывают с различием их радиометрических свойств. Дефляционные формы рельефа снега (заструги) могут осложнять распознавание торосов на космических снимках, но они чётко выделяются на снимках оптического диапазона [18].

Для обнаружения *стамух* используют радиолокационную информацию совместно со снимками оптического диапазона — видимого и инфракрасного. Кроме основного признака — неизменности местоположения стамухи на протяжении длительного периода (месяцы), существует несколько дополнительных признаков, по которым можно определить стамуху по спутниковым снимкам: полынья с подветренной стороны; более длительное таяние относительно пространств ровного льда в весенний период; наличие шлейфа или канала открытой воды за стамухой; приуроченность к определённым глубинам; изменение направления и скорости дрейфа льдов вокруг стамухи [9, 18]. Обычно районы частого или потенциального образования стамух можно предсказать, исходя из рельефа дна. Крупные стамухи, которые формируются на банках или отмелях вдали от берегов, имеют своеобразную структуру и почти всегда могут быть обнаружены на изображениях радиолокаторов с синтезированной апертурой (РСА). Сложнее определить стамухи или навалы льда вблизи береговой черты, так как образуются они как случайное явление [18]. Труднее всего дешифровать надвиги льда, которые почти не отличаются от другого ровного льда, наложенного или припайного. В таких случаях лучший метод — полевое обследование местности. Так, для Каспийского моря активно развиваются геоинформационные методы автоматизированной идентификации дрейфа льда и стамух [9] с использованием технологий глубокого машинного обучения.

Методы съёмки рельефа дна современных и бывших водоёмов

Для обнаружения результатов воздействия льдов на дно применяют методы геофизической съёмки с использованием современных высокоточных технических средств. При натурных полевых исследованиях ледово-экзарационного микрорельефа на дне используется комплекс-



Рис. 2. Навалы льда на о. Малый Жемчужный, Каспийское море. Фото из архива ААНИИ
Fig. 2. Ice pile-up on Maly Zhemchuzhny Island, Caspian Sea. Photo from AARI archive

ный подход, предусматривающий параллельную съёмку гидролокатором бокового обзора и эхолотом по методу одновременной сонарной съёмки и эхолотирования. Пространственное положение определяется с помощью современного GPS-приемника, съёмка выполняется при постоянной скорости судна [3]. При обработке полученных данных находят морфологические и морфометрические параметры форм ледовой экзарации. Для визуализации и заверки результатов дистанционного гидроакустического определения борозд выпаживания, а также получения данных о параметрах типичной борозды методом прямых измерений проводят водолазное обследование. В некоторых случаях после изменения уровня водоёма, вызванного теми или иными факторами, ледово-экзарационный рельеф оказывается открыт для прямого или дистанционного изучения на суше. В таких случаях вместе с полевым обследованием он изучается с применением данных ДЗЗ [20, 21], беспилотных летательных аппаратов с привязкой приёмниками глобальной навигационной спутниковой системы [21] или другими высокоточными методами.

Рельефообразующая деятельность льдов на берегах

Ледообразование на мелководных замерзающих морях и крупных озёрах умеренного климатического пояса начинается в зоне с малыми глубинами, имеющими низкий теплозапас. В результате образуется вдольбереговая полоса припайных льдов. На кромке припая происходит

активное торошение дрейфующими льдами, приносимыми из других частей акватории. В местах, где припай достаточно узок в результате гидрометеорологических или геоморфологических причин или не образуется совсем, дрейфующие льды могут оказывать механическое воздействие в приурезовой зоне. Льды взаимодействуют как с подводной и надводной частями пляжа, так и с береговыми уступами. В Арктике описаны ледовые выпахи, достигающие высоты 14 м над ур. моря [1]. При своём движении в сторону суши лёд срезает вершину пляжа и почвенно-растительный покров. Такие воздействия интенсифицируют процессы разрушения берега в результате волновых воздействий в период освобождения ото льда. Воздействие льда изменяет профиль береговых дюн, пляжа и подводного берегового склона, что ведёт к перестройке процессов рельефообразования [22]. Рельефообразующая роль льдов может проявляться в переворачивании пластов грунта в мелководных заливах в результате торошения [12].

Берега подвержены ледовым воздействиям как в период осеннего ледообразования, так и во время весеннего разрушения припая и очищения моря ото льдов. В замерзающих морях с неустойчивым ледяным покровом (Азовское, Каспийское и Чёрное) припай часто взламывается, а *надвиги и навалы морских льдов* на берег происходят в течение всего ледового сезона (рис. 2). Навалы льдов хорошо известны в районе Арабатской стрелки, Казантипского и Арабатского заливов Азовского моря, в районе Одессы на Чёрном море. На Каспийском море навалы льдов на берега отмечаются периодически по всему по-

бережью. Подвижки льдов значительно влияют на навигацию по Волго-Каспийскому морскому судоходному каналу. Во время устойчивых восточных ветров льды пересекают фарватер канала, «перехлёстывая» через защитные острова, и разрушают створные знаки и буи. Известны случаи 1950 и 1981 гг., когда суда были вынесены льдами с фарватера на мелководье и посажены на мель [23]. В марте 1982 г. случился навал льдов на берег, помешавший строительству объектов на месторождении Каражанбас (п-ов Бузачи). Высота навала тогда достигала 7 м.

Воздействия льда на берега отмечены в Финском заливе Балтийского моря в районе пос. Комарово [22], в северной части Ботнического залива, на о. Рюген, в Рижском, Щецинском, Пуцком и Калининградском заливах [24]. Образуются как надвиги *наслоенного льда* на берег, так и навалы высотой до 3 м. Известны навалы льдов высотой до 3–5 м на берегах оз. Балхаш [23]. Ледовые явления характерны для берегов дальневосточного региона — заливов Ляодунь, Бохайвань, Петра Великого, однако изучаются они в основном в связи с воздействиями льдов на сооружения. Аналогичные исследования ведут в заливе Кука. Навалы и надвиги льдов отмечаются и на берегах залива Св. Лаврентия. На наветренной стороне небольших островов, которые служат преградой для дрейфующих льдов, а также на берегах Великих озёр описаны навалы льда высотой до 2–3 м [10, 25]. Неоднократно стоящие на берегу дома разрушались выдвинутыми на берег льдами [25]. Аналогичные навалы встречаются и на берегах таких озёр, как Онежское, Ладожское, Виннипег, Юта, Большое Солёное и др.

В рельефе берегов широкое распространение получили *гряды ледового напора*, ориентированные вдоль линии берега. При своём движении выдавливаемые на сушу льды перемещают обломочный материал, формируя из него гряды несортированного материала. Высота таких гряд может достигать 2–3 м. Гряды, сложенные крупнообломочным материалом, сохраняются длительное время. На песчаных берегах гряды ледового напора обычно разрушаются после первого сильного шторма. Гряды крупнообломочного материала высотой 2,0–2,5 м отмечаются вдоль всего побережья Кандалакшского залива Белого моря [12], фрагментарно развиты на море Бофорта [2]. Такие гряды встречены не только на

морях и крупных озёрах, но и на мелких озёрах, например, в Скандинавии и Новой Англии.

На берегах с песчаными пляжами в результате надвигов и навалов льдов образуются *мелкие экзарационные формы*: борозды, царапины, ямы. Глубина таких форм, как правило, не превышает 1 м, длина — 100 м [1]. Большинство экзарационных форм ориентировано по нормали к линии берега. На низких приморских низменностях, например, Прикаспийской, подтопляемых в периоды штормовых нагонов, морские льды могут быть занесены на несколько десятков и даже сотен метров в глубь суши. Случаи надвигов льда на низменные берега Белого моря неоднократно описаны в литературе. Отдельно изучается *захват припайными льдами материала* из приурезовой зоны (от глинистого до валунов размером до 0,7 м) с последующим выносом его после взлома припая из прибрежной зоны [12, 26]. Согласно некоторым оценкам, объём выносимого материала может составлять до 700 м³/км [26]. При этом П.В. Бэрнс и др. [27] по результатам исследования на оз. Мичиган считают, что в большей степени отложения льдом перемещаются вдоль берега, а не в сторону от него. Вмёрзший в припайные льды обломочный материал увеличивает интенсивность экзарации. Отмечаются остаточные воронки — следы захваченных льдом валунов и пластов грунта в приурезовой зоне [12].

Вынос льда из ледовитых морей по узким проливам сопровождается навалами льда на берега и формированием торосов. Такие явления описаны при экстремальном *выходе плавучих льдов* из Охотского моря через проливы Курильских островов. Аналогичная ситуация практически каждый год отмечается в Керченском проливе при ледоходе из Азовского моря. Так, железнодорожный мост, построенный во время Великой Отечественной войны зимой 1944/45 г., был разрушен в результате обледенения конструкции и ледовых воздействий. Аналогичная ситуация возникает и в настоящее время, когда строительные конструкции и насыпи создают преграду для выхода льдов. В результате формируются навалы льдов как на технологические насыпи, так и на косу и о. Тузла. Сложные ледовые условия предопределили выбор проекта перехода через Татарский пролив в конце 1940-х — начале 1950-х годов в пользу тоннеля. Серьёзные средства на защиту от ледовых воздействий заложены в реализуемый в настоящее время проект моста на о. Сахалин.

Рельефообразующая деятельность льда на дне

В настоящее время вопросы воздействия льдов на дно морей и озёр в умеренной зоне изучены слабо. Наилучшим образом — в районах хозяйственного освоения береговой зоны: на Каспийском море и Великих озёрах, для субарктических условий — на шельфе о. Сахалин. На многих других водоёмах умеренных широт и Субарктики специализированные исследования, требующие сложного геофизического оборудования, практически не проводились.

При непосредственном контакте с дном ледяные торосистые образования становятся рельефообразующими агентами. Самые близкие к берегу гряды торосов (до глубин 3–5 м) формируются над подводными береговыми валами. Далее от берега посадка гряд и барьеров торосов на мель приурочена в основном к банкам, выдвинутым косам и отмелям. До определённых глубин образование стамух приурочено к кромке припая независимо от рельефа дна. Типичные борозды выпахивания имеют: понижение по центральной оси; боковые валики, сформированные в результате вытеснения килем торосистого образования грунта из центра в стороны; напорные валики на концах борозд. Борозды выпахивания различны по морфологии. Встречаются U-образные (в поперечнике), V-образные, W-образные, корытообразные, сложной формы, с асимметричными и симметричными бортами [1]. На кромке припая борозды ледового выпахивания формируют так называемую «гребёнку», ориентированную обычно по нормали к линии берега, чему способствует напорное воздействие льдов со стороны акватории. Дрейфующие рядом и задевающие край торосистого образования ледяные поля закручивают киль тороса, образуя на дне серию ям и гряд сложной формы, так называемых ям и гряд застамушивания [1].

На *Северном Каспии* борозды и системы борозд выпахивания, образованные дрейфующими одно- и многокилевыми торосистыми образованиями, вмёрзшими в ледяные поля, чётко выражены в рельефе дна, в том числе и на глубоководном участке (до 12 м) [6]. Длина наиболее крупных и чётко выраженных борозд превышает несколько километров; ширина единичных борозд достигает 5 м, систем борозд — 200 м; их глубина составляет до 1 м. Помимо линейных форм,

обнаружены локальные ямы, оставшиеся от стамух. Некоторые борозды на дне Каспийского моря представляют собой кривые или ломаные линии, что указывает на постепенное или резкое изменение направления дрейфа льда. Борозды оканчиваются валами, образованными из выпавшего донного грунта. Анализ распределения основных направлений шрамов и сопоставление этих направлений с направлением преобладающих ветров показали, что движение масс нагромождённого льда подчиняется господствующим ветрам и возбуждаемым ими течениям [7]. Одна из особенностей формирования борозд выпахивания на дне Северного Каспия — их непродолжительное существование. В весенние месяцы, характеризующиеся как интенсивным волнением, так и высоким содержанием взвесей в водах, большинство борозд бывает сnivelировано и занесено наносами, имеющими здесь относительно высокую подвижность [6]. Лучше всего борозды сохраняются в закрытых бухтах и группах островов, таких как Тюленьи [8].

На оз. *Эри* с канадской стороны борозды выпахивания, установленные в мягких глинистых отложениях, имеют от 4,5 до 6,0 км в длину и от 10 до 100 м в ширину при глубине до 1,7 м. Отмечены наложения одной борозды на другую на глубинах от 13 до 25 м. На стороне США борозды обнаружены на глубинах от 17 до 22 м. Длина их — от 3,5 до 4,5 км, ширина — от 10 до 60 м при глубине менее 1 м [11]. Водолазными обследованиями зафиксированы воздействия ледяных торосистых образований с высотой паруса до 10 м, образовавшихся на кромке припая, на грунт на глубинах 16–22 м. В то же время отмечается, что воздействия носят эпизодический характер и непостоянны в пространстве и времени [10].

На *северном шельфе о. Сахалин* экзарационные борозды имеют длину 25–75 м, глубину 0,2–2,1 м (в среднем до 1 м), ширину 10–30 м. Воздействия ледяных торосистых образований на дно на шельфе о. Сахалин происходят весьма интенсивно за счёт песчаных грунтов и сильного течения. Поэтому предполагается, что длины борозд в первоначальном виде были значительно больше [4]. Многочисленные, но непродолжительные существующие следы ледовой экзарации отмечены в *Финском заливе Балтийского моря* до глубин 2–3 м [22].

Серьёзное экзарационное воздействие может оказать так называемый «ледовый шторм», про-

Дискуссия

являющийся в прибрежной, относительно мелководной зоне при наличии остаточных льдов редкой сплочённости (1–3 балла). В период таких штормов происходит интенсивное ударное воздействие льдин, эродирующих дно и создающих глубокие борозды [1, 28].

В водах умеренных широт возможны не только воздействия ледяных торосистых образований на дно, но и айсберговые воздействия. Наиболее типичны появления айсбергов в районе *Большой Ньюфаундлендской банки* [29]. При средней глубине 3 м и максимальной до 10 м айсберговые борозды имеют высоту боковых валиков до 2,0 м, а напорных — до 2,5 м. Ширина их значительно больше ширины борозд, созданных ледяными торосистыми образованиями, и составляет от 30 до 350 м. Чаще всего они встречаются на глубине около 150 м, но могут распространяться и до 300 м. На глубинах менее 120 м внедрение киля айсберга в грунт составляет не более 1,5 м [29]. В Северном и Норвежском морях на глубинах 150–250 м встречены реликтовые айсберговые борозды, ширина которых составляла 100–150 м, а глубина — 2,0–2,5 м [30].

Исследования на *Гданьско-Готландском пороге Балтийского моря* показали, что при колебании уровня моря реликтовые ледово-экзарационные формы могут располагаться на глубине 70–90 м [31]. Основные направления борозд соответствуют направлению дрейфа айсбергов и ледяных полей во время распада Скандинавского ледникового щита 11,7–13,2 тыс. л.н. Борозды имеют ширину до 300 м (в среднем 20–60 м) при глубине от 1 до 10 м (в среднем 2–4 м) и высоте окружающих валиков 0,5–2,0 м.

На бывшем дне *Аральского моря* обнаружены следы ледово-экзарационных процессов, сохранившиеся в результате быстрого падения уровня водоёма, начавшегося в 1961 г. [21]. Ширина борозд составляет от 3 до 90 м, для большинства — 10–15 м, протяжённость — от 100 м до нескольких километров, в среднем 1,0–1,5 км. Глубина, выявленная при полевом обследовании, равна 0,3–0,5 м. Реликтовые формы ледового и айсбергового воздействия исследованы на суше в графстве Принс-Эдуард, *Восточное Онтаро* [20]. Они сформировались в водах находившегося в конце последнего ледникового периода на месте Великих озёр приледникового Ирокезского озера. Размеры борозд — до 3,57 км в длину и до 174 м в ширину.

Ввиду продолжительного ледового сезона *на арктических берегах* рельефообразующей деятельности льдов всегда уделялось значительное внимание. В умеренных широтах исследование данного вопроса никогда не было приоритетным. В арктических морях формируется устойчивый припай с крупными ледяными образованиями, которые могут быть многолетними. Припайные льды надёжно защищают прибрежно-шельфовую зону, препятствуя воздействиям мобильных ледяных образований, которые происходят главным образом в периоды образования ледяного покрова и очищения акватории ото льда. В морях и озёрах *умеренных широт* ледяной покров нестабилен, очищение ото льда может происходить несколько раз за сезон, что влияет на размер и прочность ледяных образований. Эти акватории характеризуются интенсивной динамикой ледяного покрова, отрывом припайных льдов, наслоениями, навалами и надвигами льда на берега в течение всего ледового сезона. Отличительная особенность *субарктических морей* — высокие приливы (залив Кука, Белое и Охотское моря), обеспечивающие значительную мобильность льда на фоне присутствия мощного припая, что способствует формированию крупных ледяных образований мощностью до 30 м.

В результате в морях и озёрах умеренных широт надвиги и навалы льда на берега получают более широкое распространение по сравнению с арктическими морями, где сильнее развиты формы воздействия льдов на дно. В морях и озёрах умеренных широт продолжительность ледового периода значительно меньше, а гидродинамически активного периода — больше. Важнейшее следствие этого — более высокая степень переработки воздействий льдов на берега и дно морей и озёр этой зоны. Следы воздействий ледяных образований нивелируются наносами за счёт волновых воздействий, как это было показано на Каспийском море [7], в то время как в Арктике они могут сохраняться десятилетиями [1, 2].

Одна из причин низкого интереса к вопросам ледовых воздействий в средних широтах — отсутствие народно-хозяйственного запроса на научные исследования в данной области. В районах, где такие запросы есть, ледовые воздействия изучают довольно активно: на Каспийском море,

Сахалине, Великих озёрах, Большой Ньюфаундлендской банке. В малонаселённых районах и при отсутствии запасов минерального сырья эти вопросы считаются несущественными, так как не могут значительно повлиять на хозяйственную деятельность человека. Тем не менее, ледовые воздействия происходят ежегодно с той или иной степенью интенсивности, которая в первую очередь определяется суровостью зимы, силой и повторяемостью ветров. На Каспийском море наибольшее число торосов и стамух формируется в умеренные (средние по ледовитости) зимы [5]. В суровые зимы припай более устойчив, соответственно и ширина зоны торосов — меньше. В мягкие зимы торосистость также низка из-за слабого развития ледяного покрова.

Несмотря на то, что формы рельефа, созданные льдом, относятся к микрорельефу [32] и во многих случаях существуют недолго, встречаются они достаточно часто, а процесс этот носит периодический характер. Безусловно, процесс и создаваемые им формы имеют региональную и локальную дифференциацию. Наряду с гидрометеорологическими факторами, влияние льда определяется рельефом береговой зоны. Например, на отмелях берегах больше развита экзарация дна, так как благоприятные для ледовых воздействий глубины составляют широкую прибрежную зону. На низких приморских низменностях воздействие на берега проявляется в виде навалов и надвигов, продвигаясь в глубь суши, тогда как на абразионных берегах с выраженным уступом льды воздействуют непосредственно на него. В первом случае происходит перестройка пляжа, во втором — ускорение отступления берегов. В то же время навалы льдов у подножия уступа могут некоторое время предохранять его от размыва.

Размеры ледово-экзарационных борозд зависят в основном от размера ледяных образований и слагающих дно грунтов. В большинстве замерзающих акваторий умеренной зоны (Финский залив, Азовское, Каспийское, Аральское моря, Великие озёра) льды и ледяные образования формируются в условиях пониженной солёности, что способствует их большей прочности по сравнению с льдами и ледяными образованиями арктических морей. В то же время мощности ледяных образований сильно отличаются, что сказывается на ледово-экзарационных формах. Среди акваторий умеренного и субарктиче-

ского типов наиболее глубокие борозды отмечаются на дне Охотского моря (до 2,1 м) [4] при толщине стамух до 30 м; на оз. Эри борозды достигают глубины 1,7 м при стамухах аналогичной мощности [11]. В большинстве же водоёмов глубина борозд не превышает 1 м.

В Арктике глубины борозд могут достигать 4 м [2]. Такое различие объясняется тем, что в Арктике пропашку могут вести многолетние ледяные торосистые образования, кили которых заметно прочнее по сравнению с однолетними [33]. При этом в Арктике глубина, на которой образуются ледово-экзарационные борозды и закрепляются стамухи, значительно больше и достигает 35 м в Восточно-Сибирском море [34] и 45 м в море Бофорта [2]. При этом длина и ширина форм отличаются не так значительно. В среднем ширина единичных борозд на Северном Каспии составляет около 5 м [6], на Аральском море — до 15 м [21]. В море Бофорта средняя ширина борозды — около 8 м, в Байдаракской губе — порядка 10 м. В то же время в море Бофорта обнаружена единичная борозда максимальной шириной 78 м [2]. Длина борозд и в средних, и в высоких широтах достигает нескольких километров. В Арктике ледяные торосистые образования регулярно достигают дна на глубинах 17–20 м и более [3]. На этих глубинах не происходит волновой переработки борозд [1]. В большинстве водоёмов умеренной зоны экзарации на таких глубинах не наблюдается, а в береговой зоне ледово-экзарационные формы нивелируются наносами, поэтому сохранность их существенно ниже, чем в Арктике.

Происходящее смягчение климата (уменьшение ледовитости и толщины ледяного покрова), имеющее место в последнее время [17], приводит к снижению повторяемости суровых зим, но число умеренных зим остаётся постоянным. Как уже отмечалось, на Каспийском море наибольший объём ледяных образований формируется в умеренные зимы [5]. В такие зимы интенсивность экзарации дна увеличивается по сравнению с мягкими и суровыми зимами. Потепление климата существенно влияет на ледово-экзарационные процессы [35] и может постепенно изменять условия субарктических водоёмов, приближая их к условиям умеренных. Снижение ледовитости приводит к росту мобильности льда, что может вызвать формирование большего количества то-

росов и стамух. В то же время на Чёрном море в результате смягчения климата в ближайшем будущем может происходить лишь эпизодическое образование ледяного покрова. В арктических морях потепление приводит к дестабилизации припая, что приближает условия к субарктическим. Таким образом, происходящие изменения климата по-разному влияют на интенсивность воздействия льдов на берега и дно разных акваторий.

Заключение

Несмотря на то, что ледовые воздействия в Арктике хорошо изучены, исследованы и создаваемые ими формы рельефа, в умеренных широтах и Субарктике это научное направление находится в стадии разработки. На ряде примеров показаны варианты ледовых воздействий и их последствия для динамики геосистем и хозяйств. По сравнению с арктическими морями, мелководная прибрежно-шельфовая зона которых длительное время защищена припаем, отодвигающим зону интенсивных воздействий далеко от берега, в морях с умеренными и субарктическими ледовыми условиями из-за меньшей устойчивости припайных льдов развиты навалы и надвиги льдов на берега, сопровождающиеся образованием соответствующих форм микрорельефа. Расположение в Арктике ледово-экзарационных форм на больших глубинах вместе с длительным присутствием припайных льдов, определяющим небольшую продолжительность гидродинамически активного периода, обеспечивает лучшую сохранность форм ледовых воздействий на дно, сохраняющихся в умеренных широтах, как правило, лишь в течение нескольких месяцев.

Глубина пропашки дна в умеренной климатической зоне и Субарктике заметно уступает (как правило, не более 2 м, а в среднем не

более 1 м) таковой в Арктике, где зафиксированы ледово-экзарационные формы глубиной до 4 м. Длина и ширина форм при этом отличаются незначительно. На фоне меньшей глубины внедрения килей торосов в грунт область развития ледово-экзарационного процесса в акваториях умеренных и субарктических широт довольно обширна, что подтверждает присутствие ледово-экзарационных борозд длиной в несколько километров, встречающихся на глубине до 30 м (на Охотском море и Великих озёрах), и заносимые на несколько сотен метров в глубь суши льды (например, на Каспийском море).

Происходящее потепление климата изменяет положение зон наиболее интенсивных воздействий на дно, но сама активность процесса не снижается. Изучение ледово-экзарационных процессов и результатов их рельефообразующей деятельности в акваториях с различными природными условиями имеет большое фундаментальное и прикладное значение для понимания условий и интенсивности экзарации дна на мелководных замерзающих морях и крупных озёрах, а также динамики этих процессов. Изучение влияния изменений климата и локальных факторов (уровень водоёма, хозяйственная деятельность) позволит построить исследования воздействий льдов на берега и дно в общую картину изменений природной среды за последнее время.

Благодарности. Исследование выполнено при финансовой поддержке РНФ № 16–17-00034-п. В работе также использованы материалы и методы, разработанные в рамках темы госзадания АААА-А16-116032810055-0.

Acknowledgments. The reported study was funded by RSF, project № 16–17-00034-p. We also used materials and methods developed within the scope of state assignment topic АААА-А16-116032810055-0.

Литература

1. Огородов С.А. Роль морских льдов в динамике рельефа береговой зоны. М.: Изд-во МГУ, 2011. 173 с.
2. Barnes P.W., Rearic D.M., Reimnitz E. Ice gouging characteristics and processes // The Alaskan Beaufort Sea: Ecosystems and Environments. Eds.: P.W. Barnes, D.M. Schell, E. Reimnitz. Acad. Press Inc.: Orlando, Florida, 1984. P. 185–212.

References

1. Ogorodov S.A. *Rol' morskikh l'dov v dinamike rel'efa beregovoy zony*. The role of sea ice in the dynamics of the coastal zone topography. Moscow: MSU Publishers, 2011: 173 p. [In Russian].
2. Barnes P.W., Rearic D.M., Reimnitz E. Ice gouging characteristics and processes. The Alaskan Beaufort Sea: Ecosystems and Environments. Eds.: P.W. Barnes,

3. Ogorodov S., Arkhipov V., Kokin O., Marchenko A., Overduin P., Forbes D. Ice effect on coast and seabed in Baydaratskaya Bay, Kara Sea // *Geography, Environment, Sustainability*. 2013. V. 6. № 3. P. 32–50. doi: 10.24057/2071-9388-2013-6-3-21-37.
4. Астафьев В.Н., Сурков Г.А., Трусков П.А. Торосы и стамухи Охотского моря. СПб.: Прогресс-Погода, 1997. 197 с.
5. Бухарицин П.И. Особенности процессов торосения ледяного покрова северной части Каспийского моря // *Водные ресурсы*. 1984. № 6. С. 115–123.
6. Ogorodov S.A., Arkhipov V.V. Caspian Sea Bottom Scouring by Hummocky Ice Floes // *Doklady Earth Sciences*. 2010. V. 432. Pt. 1. P. 703–707. doi: 10.1134/S1028334X10050338.
7. Бухарицин П.И., Огородов С.А., Архипов В.В. Воздействие ледяных образований на дно Северного Каспия в условиях колебаний уровня и ледовитости // *Вестн. МГУ. Сер. 5. География*. 2015. № 2. С. 101–108.
8. Огородов С.А., Мазнев С.В., Бухарицин П.И. Ледово-эскарпационный рельеф на дне Каспийского и Аральского морей // *Изв. РГО*. 2019. Т. 151. № 2. С. 35–50. doi: 10.31857/S0869-6071151235-50.
9. Sigitov A., Kadranov Y., Vernyayev S. Analysis of Stamukhi Distribution in the Caspian Sea // *Proc. of the 25th Intern. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions*. June 09–13, 2019, Delft, the Netherlands, 2019. P. 1–14.
10. Grass J.D. Ice scour and ice ridging studies in Lake Erie // *Proc. of the 7th Intern. Symposium on Ice. Association of Hydraulic Engineering and Research (IAHR)*. Hamburg, 1984. P. 221–236.
11. Daly S.F. Characterization of the Lake Erie Ice Cover. Hanover, USA: U.S. Army Engineer Research and Development Center, Cold Regions Research and Engineering Laboratory, 2016. 100 p.
12. Чувардинский В.Г. Геолого-геоморфологическая деятельность припайных льдов (по исследованиям в Белом море) // *Геоморфология*. 1985. № 3. С. 70–77.
13. Горбач С.Б., Дьяков Н.Н., Тимошенко Т.Ю., Левицкая О.В. Ледовый режим северо-западной части Черного моря // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа*. 2009. № 18. С. 296–304.
14. Яицкая Н.А., Магаева А.А. Динамика ледового режима Азовского моря в XX–XXI вв. // *Лёд и Снег*. 2018. Т. 58. № 3. С. 373–386. doi: 10.15356/2076-6734-2018-3-373-386.
15. McKenna R., McGonigal D., Stuckey P., Crocker G., Marcellus B., Croasdale K., Verlaan P., Abuova A. Modelling of Ice Rubble Accumulations in the North Caspian Sea // *Proc. of the 21st Intern. Conf. on Port and D.M. Schell, E. Reimnitz. Acad. Press Inc., Orlando, Florida*. 1984: 185–212.
3. Ogorodov S., Arkhipov V., Kokin O., Marchenko A., Overduin P., Forbes D. Ice effect on coast and seabed in Baydaratskaya Bay, Kara Sea. *Geography, Environment, Sustainability*. 2013, 6 (3): 32–50. doi: 10.24057/2071-9388-2013-6-3-21-37.
4. Astafiev V.N., Surkov G.A., Truskov P.A. *Torosy i stamukhi Okhotskogo morya*. Ice hummocks and stamukhi of the Sea of Okhotsk. Saint Petersburg: Progress-Weather, 1997: 197 p. [In Russian].
5. Bukharitsin P.I. Features of ice hummocking processes in the northern part of the Caspian Sea. *Vodnye resursy*. Water Resources. 1984, 6: 115–123. [In Russian].
6. Ogorodov S.A., Arkhipov V.V. Caspian Sea Bottom Scouring by Hummocky Ice Floes. *Doklady Earth Sci*. 2010, 432 (1): 703–707. doi: 10.1134/S1028334X10050338.
7. Bukharitsin P.I., Ogorodov S.A., Arkhipov V.V. The impact of ice formations on the bottom of the North Caspian Sea under conditions of fluctuations in level and ice cover. *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5. Geografiya*. Moscow University Bulletin. Series 5. Geography. 2015, 2: 101–108. [In Russian].
8. Ogorodov S.A., Maznev S.V., Bukharitsin P.I. Ice gouging topography on the Caspian and Aral seas bottom. *Izvestiya Russkogo geograficheskogo obshchestva*. Proc. of the Russian Geographical Society. 2019, 151 (2): 35–50. doi: 10.31857/S0869-6071151235-50. [In Russian].
9. Sigitov A., Kadranov Y., Vernyayev S. Analysis of Stamukhi Distribution in the Caspian Sea. *Proc. of the 25th Intern. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions*. June 09–13, 2019, Delft, the Netherlands, 2019: 1–14.
10. Grass J.D. Ice scour and ice ridging studies in Lake Erie. *Proc. of the 7th Intern. Symposium on Ice. Association of Hydraulic Engineering and Research (IAHR)*, Hamburg, 1984: 221–236.
11. Daly S.F. Characterization of the Lake Erie Ice Cover. Hanover, USA: U.S. Army Engineer Research and Development Center, Cold Regions Research and Engineering Laboratory, 2016: 100 p.
12. Chuvardinskiy V.G. Geological and geomorphological activity of fast ice (according to research in the White Sea). *Geomorphologiya*. Geomorphology. 1985, 3: 70–77. [In Russian].
13. Gorbach S.B., Diyakov N.N., Timoshenko T.Y., Levickaya O.V. Ice regime of the northwestern part of the Black Sea. *Ekologicheskaya bezopasnost' pribrezhnoy i shelfovoy zon i kompleksnoe ispol'zovanie resursov shelfa*. Environmental safety of coastal and shelf zones and integrated use of shelf resources. 2009, 18: 296–304. [In Russian].
14. Yaitskaya N.A., Magaeva A.A. Dynamics of the ice regime of the Sea of Azov in the XX–XXI centuries. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2018, 58 (3): 373–386. doi: 10.15356/2076-6734-2018-3-373-386. [In Russian].
15. McKenna R., McGonigal D., Stuckey P., Crocker G., Marcellus B., Croasdale K., Verlaan P., Abuova A. Mod-

- Ocean Engineering under Arctic Conditions. July 10–14, 2011. Montreal, Canada, 2011. P. 1–10.
16. Миронов Е.У., Гузенко Р.Б., Порубаев В.С., Харитонов В.В., Корнишин К.А., Ефимов Я.О. Морфометрия и внутренняя структура стамух в замерзающих морях России // Метеорология и гидрология. 2020. № 4. С. 62–73.
17. Думанская И.О. Ледовые условия морей европейской части России. М.: изд. ИГ–СОЦИН, 2014. 608 с.
18. Спутниковые методы определения характеристик ледяного покрова морей [практическое пособие]. СПб: изд. ААНИИ, 2011. 238 с.
19. Применение спутниковой информации для решения задач в области гидрометеорологии и мониторинга окружающей среды / Под. ред. В.В. Асмуса. М.: НИЦ «Планета», 2017. 47 с.
20. Gilbert R., Handford K.J., Shaw J. Ice Scours in the Sediments of Glacial Lake Iroquois, Prince Edward County, Eastern Ontario // Geogr. Phys. Quat. 1992. V. 46. № 2. P. 189–194. doi: 10.7202/032903ar.
21. Maznev S.V., Ogorodov S.A., Baranskaya A.V., Vergun A.P., Arkhipov V.V., Bukharitsin P.I. Ice-Gouging Topography of the Exposed Aral Sea Bed // Remote Sensing. 2019. V. 11 (113). P. 1–25. doi: 10.3390/rs11020113.
22. Дронь О.В., Огородов С.А., Рябчук Д.В., Сергеев А.Ю. Роль ледовых процессов в экзогенной геодинамике береговой зоны восточной части Финского залива // Геология морей и океанов: Материалы XXI Междунар. науч. конф. (Школы) по морской геологии. Т. 5. М.: ГЕОС, 2015. С. 86–90.
23. Bukharitsin P.I. Role of drifting ice in bottom relief formation of freezing shallow waters of the south of Eurasia // Proc. of the 23rd IAHR Intern. Symp. on Ice. Association of Hydraulic Engineering and Research (IAHR). Michigan, USA, 2016. P. 1–9.
24. Girjatowicz J.P. Studies on the formation and disintegration of grounded ice hummocks in sheltered areas of the southern Baltic coast // Oceanological Studies. 2001. 30. № 3–4. P. 3–16.
25. Gilbert R., Glew J.R. A wind driven ice push event in eastern Lake Ontario // Journ. of Great Lakes Research. 1987. № 2. P. 326–331.
26. Romanenko F.A., Repkina T.Y., Efimova L.E., Bulochnikova A.S. Dynamics of the ice cover and peculiarities of the ice transportation of the sediments at the tidal flats of the Kandalaksha Gulf of the White Sea // Oceanology. 2012. № 5 (52). P. 710–720. doi: 10.1134/S000143701205013X.
27. Barnes P.W., Kempema E.W., Reimnitz E., McCormick M. The Influence of Ice on Southern Lake Michigan Coastal Erosion // Journ. of Great Lakes Research. 1994. № 1 (20). P. 179–195.
- elling of Ice Rubble Accumulations in the North Caspian Sea. Proc. of the 21st Intern. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions. July 10–14, 2011. Montreal, Canada, 2011: 1–10.
16. Mironov E.U., Guzenko R.B., Porubaev V.S., Kharitonov V.V., Kornishin K.A., Efimov Y.O. Morphometry and internal structure of stamukhi in the freezing seas of Russia. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and hydrology. 2020, 4: 62–73. [In Russian].
17. Dumanskaya I.O. *Ledovye usloviya morey evropeyskoy chasti Rossii*. Ice conditions of seas of the European part of Russia. Moscow: IG–SOCIN, 2014: 608 p. [In Russian].
18. *Sputnikovye metody opredeleniya harakteristik ledyanogo pokrova morey [prakticheskoe posobie]*. Satellite methods for determining the characteristics of the ice cover of the seas [practical guide]. Saint Petersburg: AARI Publishers, 2011: 238 p. [In Russian].
19. *Primenenie sputnikovoy informatsii dlya resheniya zadach v oblasti gidrometeorologii i monitoringa okruzhayushchey sredy*. The use of satellite information to solve problems in the field of hydrometeorology and environmental monitoring. Ed. V.V. Asmus. Moscow: NIC «Planeta», 2017: 47 p. [In Russian].
20. Gilbert R., Handford K.J., Shaw J. Ice Scours in the Sediments of Glacial Lake Iroquois, Prince Edward County, Eastern Ontario. *Géographie Physique et Quaternaire*. 1992, 46 (2): 189–194. doi: 10.7202/032903ar.
21. Maznev S.V., Ogorodov S.A., Baranskaya A.V., Vergun A.P., Arkhipov V.V., Bukharitsin P.I. Ice-Gouging Topography of the Exposed Aral Sea Bed. *Remote Sensing*. 2019, 11 (113): 1–25. doi: 10.3390/rs11020113.
22. Dron O.V., Ogorodov S.A., Ryabchuk D.V., Sergeev A.Y. The role of ice processes in exogenous geodynamics of the coastal zone of the eastern part of the Gulf of Finland. *Geologiya morey i okeanov: Materialy XXI Mezhdunarodnoy nauchnoy konferentsii (Shkoly) po morskoy geologii*. T. 5. Geology of the seas and oceans: Materials of the XXI Intern. scientific conf. (School) on marine geology. V. 5. Moscow: GEOS, 2015: 86–90. [In Russian].
23. Bukharitsin P.I. Role of drifting ice in bottom relief formation of freezing shallow waters of the south of Eurasia. Proc. of the 23rd IAHR Intern. Symposium on Ice. Association of Hydraulic Engineering and Research (IAHR). Michigan, USA, 2016: 1–9.
24. Girjatowicz J.P. Studies on the formation and disintegration of grounded ice hummocks in sheltered areas of the southern Baltic coast. *Oceanological Studies*. 2001, 30 (3–4): 3–16.
25. Gilbert R., Glew J.R. A wind driven ice push event in eastern Lake Ontario. *Journ. of Great Lakes Research*. 1987, 2: 326–331.
26. Romanenko F.A., Repkina T.Y., Efimova L.E., Bulochnikova A.S. Dynamics of the ice cover and peculiarities of the ice transportation of the sediments at the tidal flats of the Kandalaksha Gulf of the White Sea. *Oceanology*. 2012, 5 (52): 710–720. doi: 10.1134/S000143701205013X.

28. Арчиков Е.И., Степанова Л.Е., Майоров И.С. Роль ледовых образований в развитии береговых геосистем Охотского моря. Владивосток: Изд-во ДВГУ, 1989. 111 с.
29. Barrie J.V., Lewis C.F.M., Parrott D.R., Collins W.T. Submersible observations of an iceberg pit and scour on the Grand Banks of Newfoundland // *Geo-Marine Letters*. 1992. № 1 (12). P. 1–6.
30. Lien R., Christophersen H.P. Iceberg scouring marks High North Sea areas // *Offshore*. 1988. № 10. P. 40–41.
31. Dorokhov D.V., Dorokhova E.V., Sivkov V.V. Iceberg and ice-keel ploughmarks on the Gdansk-Gotland Sill (south-eastern Baltic Sea) // *Geo-Marine Letters*. 2018. № 1 (38). P. 83–94. doi: 10.1007/s00367-017-0517-3.
32. Никифоров С.Л. Рельеф шельфа российской Арктики: Автореферат дис. на соиск. уч. степ. д-ра геогр. наук. М.: Ин-т океанологии имени П.П. Ширшова РАН, 2006. 36 с.
33. Shestov A.S., Marchenko A.V. Thermodynamic consolidation of ice ridge keels in water at varying freezing points // *Cold Regions Science and Technology*. 2016. № 121. P. 1–10. doi: 10.1016/j.coldregions.2015.09.0.
34. Горбунов Ю.А., Лосев С.М., Дымент Л.Н. Стамухи Восточно-Сибирского и Чукотского морей // *МГИ*. 2007. № 102. С. 41–47.
35. Ogorodov S.A., Arkhipov V.V., Baranskaya A.V., Kokin O.V., Romanov A.O. The influence of climate change on the intensity of ice gouging of the bottom by hummocky formations // *Dokl. Earth Sci.* 2018. V. 478. № 2. P. 228–231. doi: 10.1134/S1028334X1802006X.
27. Barnes P.W., Kempema E.W., Reimnitz E., McCormick M. The Influence of Ice on Southern Lake Michigan Coastal Erosion. *Journ. of Great Lakes Research*. 1994, 1 (20): 179–195.
28. Archikov E.I., Stepanova L.E., Mayorov I.S. Rol' ledovykh obrazovaniy v razvitii beregovykh geosistem Ohotskogo morya. The role of ice features in the development of coastal geosystems of the Sea of Okhotsk. Vladivostok: FESU Publishers, 1989: 111 p. [In Russian].
29. Barrie J.V., Lewis C.F.M., Parrott D.R., Collins W.T. Submersible observations of an iceberg pit and scour on the Grand Banks of Newfoundland. *Geo-Marine Letters*. 1992, 1 (12): 1–6.
30. Lien R., Christophersen H.P. Iceberg scouring marks High North Sea areas. *Offshore*. 1988, 10: 40–41.
31. Dorokhov D.V., Dorokhova E.V., Sivkov V.V. Iceberg and ice-keel ploughmarks on the Gdansk-Gotland Sill (south-eastern Baltic Sea). *Geo-Marine Letters*. 2018, 1 (38): 83–94. doi: 10.1007/s00367-017-0517-3.
32. Nikiforiv S.L. *Rel'ef shelf'a rossiyskoy Arktiki*. The relief of the shelf of the Russian Arctic. PhD-thesis. Moscow: Shirshov Institute of Oceanology of RAS, 2006: 36 p. [In Russian]
33. Shestov A.S., Marchenko A.V. Thermodynamic consolidation of ice ridge keels in water at varying freezing points. *Cold Regions Science and Technology*. 2016, 121: 1–10. doi: 10.1016/j.coldregions.2015.09.0.
34. Gorbunov Y.A., Losev S.M., Dymant L.N. The stamukhas of the East Siberian and Chukchi seas. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2007, 102: 41–47. [In Russian].
35. Ogorodov S.A., Arkhipov V.V., Baranskaya A.V., Kokin O.V., Romanov A.O. The influence of climate change on the intensity of ice gouging of the bottom by hummocky formations. *Dokl. Earth Sci.* 2018, 478 (2): 228–231. doi: 10.1134/S1028334X1802006X.

Химический состав гидрокриогенной системы озёр Мунозеро и Урозеро (Республика Карелия, Россия)

© 2020 г. А.В. Сабылина, Т.А. Ефремова*, О.И. Икко

Институт водных проблем Севера, Карельский научный центр РАН, Петрозаводск, Россия

*efremova.nwpi@mail.ru

Chemical composition of the hydro-cryogenic system of lakes Munozero and Urozero (Republic of Karelia, Russia)

A.V. Sabylina, T.A. Efremova*, O.I. Ikko

Institute of Northern Water Problems, Karelian Research Centre, Russian Academy of Sciences, Petrozavodsk, Russia

*efremova.nwpi@mail.ru

Received July 3, 2019 / Revised March 16, 2020 / Accepted June 10, 2020

Keywords: *hydrocryogenic system, ice, involvement index, ion composition, Lake Munozero, Lake Urozero, nutrients, organic matter, snow, water under ice.*

Summary

The article presents the results of researches on the content of ions, biogenic and organic substances in the system «snow on ice – ice – under the ice water» in two lakes – Munozero and Urozero (Russia, Republic of Karelia), conducted in February 2019. Since the beginning of the 1990s, the southern and south-western parts of the catchment and the water area of Lake Munozero have been undergone the anthropogenic impact by discharges of domestic waste waters and feed from the trout farm. Influence of human activities upon the Lake Urozero is negligible. Composition of its under-ice water is bicarbonate-calcium. Among the inorganic forms of nitrogen-containing compounds in snow, ice and the under-ice water, the nitrate ion prevails (85%). High concentrations of total phosphorus (up to 10 µg/l) and organic nitrogen (up to 0.19 mg/l) in the lower layers of ice in the system “ice-water” for the Lake Munozero are comparable with the content of them in the under-ice water. The ice cover of both lakes Munozero and Urozero is characterized by a low content of organic carbon (on average, 1.0 and 0.8 mg/l), while in the under-ice water its concentration is 4 and 2 times higher, respectively. To determine the intensity of the involvement of dissolved substances into the ice in combination with ice-forming water, the coefficient of involvement K_i was used. Studies have shown that among the cations in the ice of both lakes, potassium is more involved, while among the anions this is the sulfate ion. In Lake Munozero, undergone the anthropogenic effects, the concentration of chlorine ions in the ice changes from 0.2 to 0.5 mg/l (17 and 36%-eq).

Citation: Sabylina A.V., Efremova T.A., Ikko O.I. Chemical composition of the hydro-cryogenic system of lakes Munozero and Urozero (Republic of Karelia, Russia). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2020. 60 (4): 592–600. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673420040063.

Поступила 3 июля 2019 г. / После доработки 16 марта 2020 г. / Принята к печати 10 июня 2020 г.

Ключевые слова: *биогенные вещества, гидрокриогенная система, ионный состав, коэффициент вовлечения, лёд, Мунозеро, органические вещества, подлёдная вода, снег, Урозеро.*

На основе исследований содержания минеральных, органических и биогенных веществ в гидрокриогенной системе двух озёр Южной Карелии в феврале 2019 г. установлено, что в кристаллогидратах льда этих озёр среди катионов превалирует ион калия, а среди анионов – сульфат-ион. Сильное антропогенное воздействие на оз. Мунозеро вызвало увеличение концентрации ионов хлора в нижних слоях льда, содержания органического азота и общего фосфора, что стало сравнимо с их концентрациями в подлёдной воде.

Введение

Кончезерская озёрно-речная система, состоящая из шести озёр – Мунозеро, Пертозеро, Габозеро, Кончезеро, Укшозеро и Урозеро – расположена в нижней левобережной части водосбора р. Шуя – одного из главных притоков Онежского озера. Эти озёра по своим высоким питьевым ка-

чествам воды в конце 1980-х годов были отнесены к уникальным водным объектам Карелии [1]. Озёрные воды Карельского региона (62 тыс. озёр) характеризуются низкой минерализацией воды (в среднем 25 мг/л) и высоким содержанием органических веществ гумусовой природы (среднее значение $C_{орг} = 10$ мг/л; цветность воды 50°). Однако воды Кончезерской группы отличаются

высокой минерализацией воды, которая изменяется от 100 (Мунозеро) до 50 мг/л (Укшозеро). Исключение — низкоминерализованные воды Урозера (26 мг/л). Воды озёр этой группы содержат мало органических веществ гумусовой природы ($C_{\text{орг}} = 5$ мг/л; цветность воды 20°) и небольшое количество биогенных веществ ($P_{\text{общ}} = 5 \div 7$ мкг/л; $N_{\text{общ}} = 0,31$ мг/л) [1, 2].

Для исследования химического состава гидрокриогенной системы *снег на льду — лёд — подлёдная вода* в Кончезерской группе озёр выбраны два водоёма — Мунозеро и Урозеро. Первое озеро относится к верхнему звену в системе озёр, второе — к нижнему. Мунозеро резко отличается по морфометрии и химическому составу воды от других озёр этой группы. Бассейн Урозера, как и большинство озёр Карелии, сложен коренными породами Балтийского кристаллического щита (граниты, базальты), выходящими на дневную поверхность, поэтому химический состав его вод близок к водам региона.

Исследование химического состава воды этих озёр имеет длительную историю — с 1925 по 2019 г. [1–3]. Сравнительный анализ данных по химическому составу вод исследованных озёр с 1969 по 2019 г. показал, что химический состав вод Урозера практически не изменился, тогда как вода Мунозера подверглась значительному реформированию. До 1990 г. вода этого озера сохраняла свой природный химический состав. Минерализация воды в среднем составляла 96 мг/л, невелика была в воде и концентрация иона Cl в (2,5 мг/л), доля которого в анионном составе равнялась 6%-экв. Среднее содержание ионов Na — 2,1 мг/л (6%-экв), ионов K — 0,9 мг/л (4%-экв). Концентрация $P_{\text{общ}}$ не превышала 7 мкг/л [1]. С начала 1990-х годов южная и юго-западная части водосбора и акватория Мунозера подвергаются антропогенному воздействию в результате сброса хозяйственно-бытовых сточных вод пос. Марциальные воды, санаториев «Марциальные воды» и «Дворцы» в небольшую дамбу (площадь 0,07 км²), сообщающуюся с озером водотоком протяжённостью 100 м. В 2003 г. в северо-восточной части акватории озера была введена в эксплуатацию форелеводческая ферма. Выращивание товарной форели в садках обогащает воду озера органическими остатками кормов и биогенными веществами.

Задачи настоящей работы — изучение химического состава системы снег — лёд — подлёд-

ная вода, исследование изменений содержания химических веществ во льду по мере роста его толщины в озёрах Мунозеро и Урозеро, а также выяснение роли антропогенных факторов в формировании химического состава льдов Мунозера, где льдообразующие воды загрязнены.

Объекты и методы исследования

Озёра Мунозеро (62°14' с.ш., 33°49' в.д.) и Урозеро (61°56' с.ш., 34°05' в.д.) расположены в нижней левобережной части водосбора р. Шуя. *Мунозеро* находится в верхней части Кончезерской озёрно-речной системы, площадь его водной поверхности — 13,2 км², максимальная глубина — 50 м, средняя — 14,4 м [4]. Хозяйственно-бытовые сточные воды сбрасывают в мелководный южный район озера (10–30 м). Озеро характеризуется малым годовым притоком (5–10 м³) и имеет замедленный водообмен (около 15 лет). Ледяной покров на озере устанавливается в конце ноября, а толщина льда варьирует от 40 до 60 см. Очищение ото льда происходит в конце апреля [5]. Территория водосборного бассейна озера отличается от других озёр Кончезерской группы по почвенно-геологическим условиям, особенность которых — наличие в его бассейне тёмноцветных плодородных почв (бурозёмов), основных пород (зеленокаменных сланцев, амфиболитов, габбро-диабазов и карбонатов) [6, 7]. *Урозеро* — довольно обособленный водоём, не имеет притоков и короткой протокой соединяется с Укшозером. Площадь его зеркала — 13,4 км², максимальная глубина — 35 м, средняя — 12,0 м [4].

Пробы снега на льду, льда и подлёдной воды в Мунозере отбирались на двух станциях в феврале 2019 г. (рисунок). Станция М1 расположена в южном районе озера, в который сбрасывают хозяйственно-бытовые сточные воды; станция М3 — в относительно чистом северо-западном районе этого озера, однако в 2003 г. здесь была построена форелеводческая ферма. Для исследования гидрокриогенной системы в Урозере была выбрана одна станция в центре озера — Ур1. Керна льда вырезали пилой. По цвету его делили на два образца: верхний слой и нижний слой. Это обусловлено тем, что наращивание льда происходит снизу, а подлёдная вода, испытывающая антропогенное воздействие в течение продолжительного зимнего периода, имеет разный химический

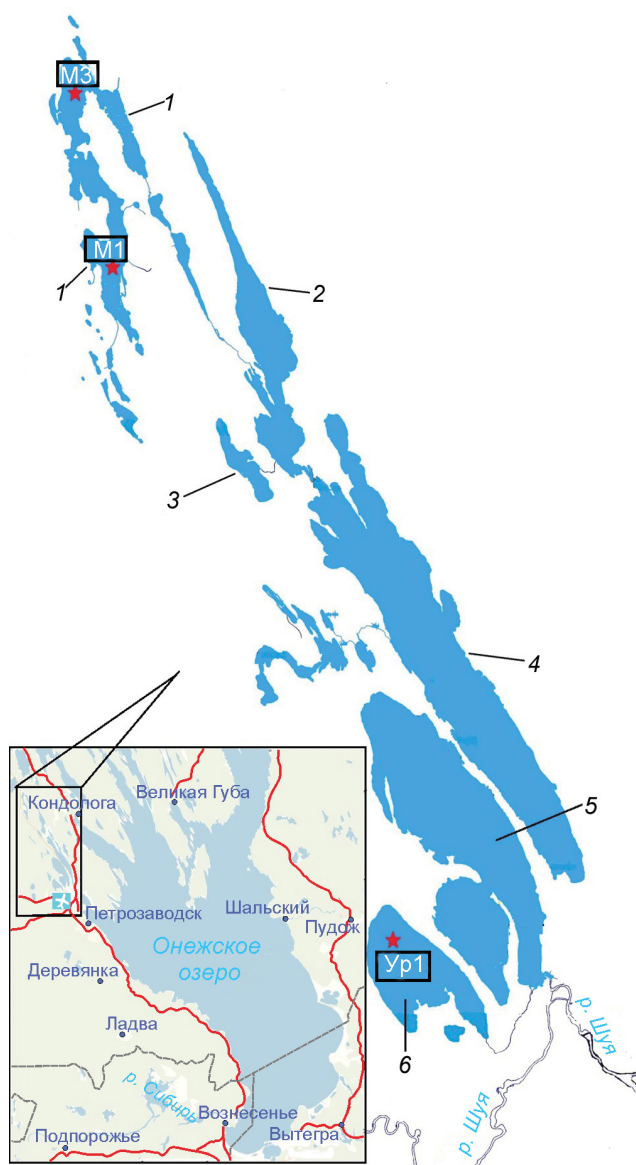


Схема расположения станций отбора проб в Мунозере (M1, M3) и Урозере (Ur1) в феврале 2019 г.:

1 – Мунозеро; 2 – Пертозеро; 3 – Габозеро; 4 – Кончезеро; 5 – Укшозеро; 6 – Урозеро

Map presenting the water and ice sampling locations in Lake Munozero (M1, M3) and Lake Urozero (Ur1) in February 2019:

1 – Munozero; 2 – Pertozero; 3 – Gabozero; 4 – Konchezero; 5 – Ukshozero; 6 – Urozero

состав. Пробы воды отбирали батометром вместимостью 1 л, а пробы снега со льда – совком в предварительно промытый пластиковый пакет на тех же станциях, где отбирали пробы льда.

Образцы снега, льда и подлёдной воды сразу доставляли в стационарную лабораторию. Пробы подлёдной воды обрабатывали в течение

1–2 суток, а льда и снега – 3–4 суток. При выполнении химических анализов использовали следующие методы: атомно-абсорбционный (Ca^{2+} , Mg^{2+}); пламенно-фотометрический (K^+ , Na^+); фотометрический с хлоридом бария и сульфазо-III (SO_4^{2-}); фотометрический с роданидом ртути и нитратом железа (Cl^-); индофенольный (NH_4^+); восстановление на кадмиевом редукторе с последующим определением нитритов (NO_3); фотохимическое персульфатное окисление в системе непрерывного газового потока ($\text{C}_{\text{орг}}$) [8, 9].

Результаты и обсуждение

Величина pH во льду Мунозера изменялась от 5,29 до 6,39, Урозера – от 5,52 до 5,71. В верхних слоях льда она минимальна. Подлёдная вода имеет слабощелочную реакцию среды в Мунозере (7,06–7,93) и нейтральную в Урозере (7,00–7,06). Значение pH в снеге на льду – 6,97–7,02, а в снежном покрове на побережьях Мунозера и Урозера – 5,61 и 5,29 соответственно.

Минерализация и ионный состав. По химическому составу снежного покрова на льду в течение длительного зимнего периода (более пяти месяцев) можно оценить уровень антропогенного влияния. Выполненные исследования показали, что минерализация снега на льду Мунозера (10,9–13,4 мг/л) почти в 2 раза выше, чем Урозера (7,5 мг/л), т.е. уровень локальных аэрогенных выпадений на лёд Мунозера более высокий. Из макрокомпонентов наибольшее выпадение характерно для сульфатов и хлоридов. В Мунозере концентрация сульфат-иона в снегу равна 1,3–1,7 мг/л (20–21 %-экв), хлорид-иона – 0,6–0,9 мг/л (13–16 %-экв), а в снежном покрове Урозера – 1,5 мг/л (31 %-экв) и 0,6 мг/л (17 %-экв) соответственно. Согласно литературным данным, хлорид-ионы имеют в основном морское происхождение, а выпадение сульфатов сильнее связано с антропогенным влиянием [10]. В нашем случае аэрогенные выпадения SO_4^{2-} главным образом обусловлены влиянием целлюлозно-бумажного комбината, который расположен в 20 км от Мунозера в г. Кондопога. При производстве кондопожской газетной бумаги используют сульфитный способ варки целлюлозы. В пробах снега, отобранных на побережье озёр вдали от населённых пунктов, минерализация низкая

Таблица 1. Электропроводность κ , pH, ионный состав и сумма ионов $\Sigma_{\text{и}}$ в различных объектах озёр Мунозеро и Урозеро

Дата, 2019 г.	Станция	Объект	æ, мкСм/см	pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Σ _и	
					мг/л								
26.02.	МЗ	Мунозеро											
		Снег на льду		18,50	7,02	2,0	0,64	0,68	0,20	7,3	1,7	0,9	13,4
		Лёд	верхний слой	2,00	5,50	0,1	0,02	0,02	< 0,01	< 0,1	0,8	0,2	1,1
			нижний слой	2,09	5,66	0,1	0,03	0,05	< 0,01	0,2	0,7	0,2	1,3
	Подлёдная вода		134,0	7,56	13,8	5,55	4,59	1,28	62,1	11,6	5,8	104,6	
	М1	Снег на льду		15,40	6,97	1,5	0,55	0,51	0,17	6,3	1,3	0,6	10,9
		Лёд	верхний слой	1,81	5,29	0,1	0,01	< 0,01	0,01	< 0,1	0,8	0,2	1,1
			нижний слой	5,37	6,39	0,6	0,18	0,20	0,10	2,0	0,9	0,5	4,5
		Подлёдная вода		139,7	7,93	14,7	5,72	4,84	1,28	63,1	11,3	5,7	106,6
	Снег на побережье		8,03	5,61	0,4	0,09	0,42	0,25	< 0,1	1,0	0,8	3,0	
19.02.	Ур1	Урозеро											
		Снег на льду		11,9	6,48	1,0	0,37	0,64	0,16	3,2	1,5	0,6	7,5
		Лёд	верхний слой	1,90	5,52	0,2	0,03	0,09	0,06	0,2	0,6	0,1	1,3
			нижний слой	1,70	5,71	0,1	0,02	0,08	0,02	0,2	0,8	0,1	1,3
		Подлёдная вода		35,8	7,06	2,6	1,33	2,06	0,55	12,7	5,0	1,2	25,4
	Снег на побережье		6,5	5,29	0,4	0,06	0,30	0,14	< 0,1	1,0	0,6	2,5	

(2,5–3,0 мг/л) (табл. 1). Многолетние исследования (1996–2006 гг.) показали, что содержание сульфат-ионов в снежном покрове незагрязнённых районов Южной Карелии в среднем равняется 0,4 мг/л, а вблизи промышленных центров и крупных населённых пунктов – 2,1 мг/л [10].

Во льду Урозера минерализация *по толщине льда* составляла 1,3 мг/л, а для Мунозера она колебалась от 1,1 до 4,5 мг/л. Максимальное содержание всех главных ионов в Мунозере установлено в нижнем слое керна льда, в районе сброса хозяйственно-бытовых сточных вод (станция М1). В нижнем слое льда содержание ионов Са составляло 0,6 мг/л (56 %-экв), Mg – 0,18 мг/л (36 %-экв), Na – 0,20 мг/л (6 %-экв), K – 0,10 мг/л (2 %-экв). В обоих исследованных озерах в анионном составе ледяного покрова преобладают сульфат-ионы. Концентрация их во льду Мунозера – 0,7–0,9 мг/л, а в анионном составе их доля равна 31–52 %-экв. В Урозере содержание сульфат-ионов изменяется от 0,6 до 0,8 мг/л (64–78 %-экв). Содержание ионов Cl во льду Мунозера максимально в районе сброса сточных вод – 0,5 мг/л (24 %-экв). Во льду Урозера концентрация ионов Cl низкая (0,1 мг/л, в среднем 15 %-экв), а содержание ионов K и Na во льду примерно одинаковое (0,1 мг/л, в среднем 7 и 27 %-экв соответственно). Включению ионов и молекул из льдообразующей воды в кристаллогидраты льда способствуют следующие физико-химические

процессы: адсорбционная и механическая окклюзия, адсорбция, дифференциация ионов под влиянием электрических потенциалов [11, 12].

В период с 1959 г. по 1990 г. *минерализация подлёдной воды* в Мунозере составляла 93 мг/л, а с 1990 по 2019 г. она возросла до 107 мг/л. Изменения суммы ионов в подлёдной воде Урозера за 60-летний период не произошло. Воды обоих озёр имеют гидрокарбонатно-кальциевый состав (см. табл. 1). Анализ данных по содержанию суммы главных ионов в подлёдной воде Мунозера с 1959 по 2019 г. показал, что концентрации ионов Са и Mg не изменились, но с 1990 по 2019 г. увеличилось содержание ионов Na. Так, их концентрация в 1959–1990 гг. в подлёдной воде составляла 2,1 мг/л (9 %-экв), а с 1992 по 2019 г. она увеличилась в 2,3 раза – 4,8 мг/л (15 %-экв). В анионном составе подлёдной воды также произошли изменения, связанные в основном с содержанием ионов Cl. Среднегодовая концентрация ионов Cl в 1959–1990 гг. – 2,3 мг/л (5 %-экв), а в 2019 г. – 5,8 мг/л (12 %-экв). Увеличение содержания ионов Na и Cl связано со сбросом сточных вод в южный район Мунозера. Концентрация сульфат-иона в воде изменилась незначительно: с 11,3 мг/л (20 %-экв) до 11,5 мг/л (17 %-экв).

Для оценки влияния выпуска хозяйственно-бытовых сточных вод в южном и северном плёсах Мунозера проведён статистический дисперсионный анализ (ANOVA) концентрации ионов Cl

в подлёдной воде, который показал, что разница в концентрации хлоридных ионов до 1990 г. и после 1990 г. статистически значима как в озере в целом ($p = 1,79 \cdot 10^{-32} < 0,001$; число степеней свободы $dF = 51$), так и в южном ($p = 1,32 \cdot 10^{-18} < 0,001$; $dF = 24$), и в северном ($p = 6,76 \cdot 10^{-15} < 0,001$; число степеней свободы $dF = 25$) плёсах в отдельности.

Специфичность *распределения химических веществ между льдом и водой* характеризуется коэффициентом вовлечения K_v , %. Значение отношения минерализации льда (мг/л) к минерализации подлёдной воды для Мунозера находится в пределах 1,1–4,2%, а для Урозера – 5%. Например, для льда пресных озёр Европейской части России значение K_v лежит в пределах 5–15% [11]. Величина K_v в центральной части Онежского озера и Петрозаводской губы колеблется в пределах 3–4 и 3–12% соответственно [13]. Интенсивность вовлечения главных ионов в лёд из льдообразующей воды неодинакова. По литературным данным, значение K_v , как правило, ниже 100% [11]. При исследовании интенсивности вовлечения в лёд растворённых веществ из льдообразующей воды нами установлено, что, несмотря на некоторые особенности вовлечения ионов в лёд озёр Мунозеро и Урозера, прослеживается общая закономерность, которую мы отметили для Онежского озера [13]. Значения величин K_v (нижний ряд) катионов в верхнем ($\perp$) и нижнем ($\top$) слоях льда Мунозера на станции М1 (1) и на станции М3 (2) располагаются следующим образом:

	1				2			
$\perp$	$K^+ \gg Na^+ \ll Ca^{2+} > Mg^{2+}$				$K^+ < Na^+ = Mg^{2+} < Ca^{2+}$			
	1%	0,1%	1%	0,2%	<0,1%	0,4%	0,4%	0,7%
$\top$	$K^+ > Na^+ = Mg^{2+} = Ca^{2+}$				$K^+ < Na^+ = Ca^{2+} > Mg^{2+}$			
	8%	4%	4%	4%	<0,1%	1%	1%	0,5%

Избирательность вовлечения ионов металлов в лёд связана с величиной *гидратационного потенциала*. У щёлочно-земельных ионов (Ca^{2+} , Mg^{2+}) он близок к нулю (0,007 эВ), а у ионов щелочных металлов, особенно у K^+ , он выше нуля, с чем связано избирательное вовлечение K из воды льдом [14]. Коэффициент вовлечения ионов K^+ в нижний слой льда в загрязнённом районе Мунозера на станции М1 равен 8%, что в восемь раз выше, чем в незагрязнённом на станции М3. Например, вовлечение ионов K^+ в ледяной покров центральной части Онежского озера составляет 10%, а в Петрозаводской губе, подверженной значительному антропогенному воздействию, – 20% [13]. Для ледяного покрова многих озёр Сибири, в том числе и

оз. Байкал, вовлечение K^+ в ледяной покров лежит в пределах 9–116% (в среднем 20%) [11, 15]. Вовлечение щёлочно-земельных ионов Ca^{2+} и Mg^{2+} в лёд Мунозера выше в загрязнённом районе озера и составляет 4 и 4% соответственно, а в чистом районе на станции М3 – 1% (Ca^{2+}) и 0,5% (Mg^{2+}).

При высокой скорости льдообразования в лёд вовлекаются ионы в такой последовательности: $K^+ > Na^+ > Ca^{2+}$ и очень незначительно – Mg^{2+} [16]. Ледяной покров в довольно обособленном, лесном районе нахождения Урозера в ноябре 2018 г. образовался на 1,5 недели раньше, чем в Мунозере. Это, несомненно, отразилось на активности вовлечения химических компонентов в ледяной покров Урозера. Так, K_v для ионов Na^+ во льду Мунозера составляло в среднем 1,4%, а во льду Урозера – 4%. Ионы Ca^{2+} и Mg^{2+} также вовлекаются в лёд, и их значения K_v в нижнем слое льда Урозера составили 4 и 2% соответственно. В Мунозере на станции М1 (1), на станции М3 (2) и на Урозере (3) отношение концентрации анионов в нижнем слое льда к их содержанию в подлёдной воде уменьшается в следующем ряду:

1	2	3
$Cl^- > SO_4^{2-} > HCO_3^-$	$SO_4^{2-} > Cl^- > HCO_3^-$	$SO_4^{2-} > Cl^- > HCO_3^-$
9% 8% 3%	6% 3% 0,3%	16% 8% 2%

Высокое значение K_v для сульфат-иона (6–16%) характерно для ледяного покрова обоих исследованных водоёмов. Отметим, что интенсивность вовлечения хлорид- и сульфат-ионов в лёд связана с близостью их потенциалов ионизации, равных соответственно 9,15 и 8,89 эВ, что близко к потенциалу ионизации воды (9,6 эВ). Коэффициент вовлечения гидрокарбонат-иона в лёд очень низкий – 0–3%. Гидрокарбонат-ион очень неустойчив в поверхностных водах, и определить его потенциал ионизации довольно трудно.

Биогенные элементы. Содержание *нитрат-иона* в снежном покрове на побережье Мунозера (0,20 мгN/л) и Урозера (0,30 мгN/л) в 14 и 25 раз выше содержания аммонийного азота соответственно (табл. 2). Во льду и подлёдной воде обоих озёр преобладающая форма азота N_{org} , а среди минеральных форм азотсодержащих соединений превалируют нитраты (см. табл. 2). Так, средняя концентрация минеральных азотсодержащих соединений во льду Мунозера составляет 0,005 мгN/л, и на долю нитратного азота приходится 79%. В южном (станция М1) (1) и северном (станция М3) (2) плёсах Мунозера и Урозера (3) в

Таблица 2. Концентрация биогенных веществ в различных объектах озёр Мунозеро и Урозеро*

Дата, 2019 г.	Станция	Объект		Р _{мин}	Р _{общ}	NO ₂ ⁻	NH ₄ ⁺	NO ₃ ⁻	N _{орг}	N _{общ}	Fe _{общ}	Si
				мкг/л		мгN/л					мг/л	
26.02.	МЗ	Снег на льду		1	4	0,002	0,016	0,08	0,17	0,27	0,02	0,25
		Лёд	верхний слой	0	1	0,001	0,001	0,01	0,14	0,15	0,03	0,01
			нижний слой	1	10	0,003	0,001	0,02	0,16	0,18	0,04	0,02
		Подлёдная вода		1	6	0,002	0,03	0,13	0,13	0,29	0,05	2,26
	М1	Снег на льду		0	4	0,002	0,014	0,05	0,03	0,10	0,02	0,26
		Лёд	верхний слой	0	1	0,002	0,001	0,01	0,02	0,03	0,03	0,0
			нижний слой	1	7	0,003	0,001	0,01	0,19	0,20	0,10	0,07
		Подлёдная вода		2	7	0,001	0,02	0,11	0,15	0,28	0,03	2,60
		Снег на побережье		3	5	0,002	0,014	0,20	0,06	0,28	0,02	0,03
	19.02.	Ур1	Урозеро									
Снег на льду			4	7	0,001	0,009	0,22	0,05	0,28	0,07	0,04	
Лёд			верхний слой	1	4	0,001	0,001	0,01	0,09	0,10	0,04	0,01
			нижний слой	2	5	0,001	0,001	<0,01	0,13	0,13	0,04	0,01
Подлёдная вода			1	5	0,001	0,01	0,02	0,13	0,16	0,04	0,15	
Снег на побережье		3	5	0,001	0,012	0,30	0,06	0,37	0,03	0,02		

*Р_{мин} – фосфор минеральный; Р_{общ} – фосфор общий; N_{орг} – азот органический; N_{общ} – азот общий; Fe_{общ} – железо общее; Si – кремний общий.

двух образцах льда (верхний и нижний) наблюдается следующее распределение коэффициентов вовлечения K_v азотсодержащих соединений:

	1			2			3		
⊥	NH ₄ ⁺ < NO ₃ ⁻ < N _{орг}			NH ₄ ⁺ < NO ₃ ⁻ << N _{орг}			NH ₄ ⁺ < NO ₃ ⁻ < N _{орг}		
	5 %	9 %	13 %	3 %	8 %	108 %	10 %	50 %	69 %
⊥	NH ₄ ⁺ < NO ₃ ⁻ << N _{орг}			NH ₄ ⁺ < NO ₃ ⁻ << N _{орг}			NH ₄ ⁺ >> NO ₃ ⁻ << N _{орг}		
	5 %	9 %	127 %	3 %	15 %	123 %	10 %	0 %	100 %

Высокие концентрации *органического азота* (в среднем 0,13 мгN/л) и K_v в кернах льда Мунозера показывают, что на химический состав льда оказывает влияние антропогенное воздействие. В южном плёсе озера (станция М1), где влияние коммунально-бытовых сточных вод значительно, содержание N_{орг} в нижнем слое керна льда в 5 раз выше, чем в верхнем. В литоральной области Петрозаводской губы Онежского озера, испытывающей антропогенное воздействие, также отмечены высокие концентрации N_{орг} (0,24 мгN/л) [13]. В Урозере содержание минеральных и органических форм N во льду по вертикальному профилю не отличается (см. табл. 2).

В исследуемых озёрах в системе снег на льду – лёд – подлёдная вода концентрация Р_{мин} варьирует от 0 до 2 мкг/л. Однако в снеге на льду Урозера содержание его повышено до 4 мкг/л, что обусловлено аэрогенным влиянием промышленного центра г. Петрозаводск. Представ-

ляет интерес вовлечение фосфора в лёд из подлёдной воды в южном (1) и северном (2) плёсах Мунозера по вертикальному профилю в кернах:

	1		2	
⊥	Р _{мин} < Р _{общ}		Р _{мин} < Р _{общ}	
	0 %	14 %	0 %	17 %
⊥	Р _{мин} < Р _{общ}		Р _{мин} < Р _{общ}	
	50 %	100 %	100 %	167 %

Повышенное содержание Р_{общ} в кернах льда приурочено не к верхним слоям льда, как это было отмечено нами для Онежского озера [13], а к нижним, и обусловлено это антропогенным влиянием коммунально-бытовых сточных вод и отходами форелеводческой фермы. Одна из причин пониженной концентрации Р_{общ} в верхних горизонтах ледяного покрова, по-видимому, связана с тем, что содержание Р_{общ} в льдообразующей воде в начале ледостава ниже, чем в последующих фазах формирования льда. Это объясняется интенсивным перемешиванием водных масс в предшествующий ледоставу осенний период. Нижние горизонты ледяного покрова формировались при более высоких значениях Р_{общ} в подлёдной воде в период зимней стагнации. Отметим высокие концентрации Р_{общ} (10 мкг/л) в нижних слоях льда и его вовлечение в лёд ($K_v = 167\%$) вблизи форелеводческих садков. Содержание его во льду в 1,7 раза выше, чем в подлёдной воде (см. табл. 2). Накопление Р_{общ} в ниж-

Таблица 3. Содержание органических взвешенных веществ в различных объектах озёр Мунозеро и Урозеро

Дата, 2019 г.	Станция	Объект	Взвешенное вещество, мг/л	Цветность, градусы	Перманганатная окисляемость, мгО/л	$C_{\text{орг}}$, мг/л
<i>Мунозеро</i>						
26.02.	МЗ	Снег на льду	< 0,1	2	0,69	1,2
		Лёд	верхний слой	1	0,23	0,7
			нижний слой	1	0,46	0,9
		Подлёдная вода	< 0,1	9	3,0	4,2
	М1	Снег на льду	< 0,1	2	0,54	1,0
		Лёд	верхний слой	1	0,46	1,0
			нижний слой	1	0,62	1,2
		Подлёдная вода	< 0,1	12	3,6	4,4
		Снег на побережье	< 0,1	2	1,11	1,2
<i>Урозеро</i>						
19.02.	Ур1	Снег на льду	0,2	3	0,69	1,1
		Лёд	верхний слой	1	0,46	0,9
			нижний слой	1	0,38	0,8
		Подлёдная вода	< 0,1	3	1,9	2,0
		Снег на побережье	0,2	1	0,65	1,0

них горизонтах льда отмечено также во льдах некоторых озёр Приморского края [11].

В Урозере концентрация минерального фосфора в нижнем слое льда в 2 раза выше, чем в верхнем (см. табл. 2). Коэффициент вовлечения K_v общего фосфора в лёд в этом озере также высокий: в верхнем слое он равен 80%, в нижнем — 100%. Содержание Fe в снеге на льду Урозера в 3,5 раза выше, чем в снеге на льду Мунозера (0,02 мг/л), что обусловлено аэрогенным влиянием г. Петрозаводск. Железо до 90% вовлекается в лёд в форме растворимых и коллоидно-растворимых соединений [11, 17]. Концентрация $Fe_{\text{общ}}$ в ледяном покрове Мунозера изменяется от 0,03 до 0,10 мг/л. Максимальная концентрация отмечена в нижнем слое льда на станции М1, где коэффициент вовлечения $Fe_{\text{общ}}$ в верхнем слое льда в Мунозере изменяется от 60 до 100%, а в нижнем — от 80 до 323%. Содержание $Fe_{\text{общ}}$ в Урозере во льду и подлёдной воде одинаковое — 0,04 мг/л. Коэффициент вовлечения $Fe_{\text{общ}}$ по всему керну льда в озере равен 100%.

Концентрация Si в снеге на льду озёр изменяется от 0,04 (Урозеро) до 0,26 мг/л (Мунозеро). Содержание Si во льду Мунозера колеблется от 0 до 0,07 мг/л. Максимальные его концентрации отмечены в нижнем слое льда на станции М1. В подлёдной воде концентрация Si в Мунозере составляет в среднем 2,40 мг/л, в Урозере — 0,15 мг/л (см. табл. 2). Коэффициент вовле-

чения $Si_{\text{общ}}$ в лёд из подлёдной воды Мунозера и Урозера составляет 1 и 7% соответственно.

Органическое вещество (ОВ). В снеге, собранном на льду озёр, цветность воды низкая и равна 2–3°, перманганатная окисляемость (ПО) и концентрация $C_{\text{орг}}$ изменяются в очень узких пределах: 0,54–0,69 мгО/л и 1,0–1,2 мг/л соответственно (табл. 3). Низки и косвенные показатели содержания органических веществ во льду озёр: цветность воды 1°, ПО изменяется от 0,23 до 0,62 мгО/л. В Мунозере в нижних слоях льда значение ПО в 1,5–2,0 раза выше, чем в верхних. Концентрация $C_{\text{орг}}$ в ледяном покрове Мунозера составляет 0,7–1,2 мг/л, максимальные его величины также приурочены к нижним слоям льда южного плёса озера. Цветность воды в подлёдных водах Мунозера в южном его районе составляет 12°, в северо-западном — 9°. В соответствии с низкими величинами цветности воды невелики и значения ПО — 3,0–3,6 мгО/л. В подлёдной воде Урозера эти показатели в 2 раза ниже, чем в Мунозере (см. табл. 3).

Косвенные показатели органических веществ указывают на очень низкое содержание гуминовых веществ в подлёдной воде озёр. Коэффициент вовлечения K_v органических соединений $C_{\text{орг}}$ в лёд достаточно высокий в Мунозере и составляет от 17 до 27%. Максимальное его значение — в нижнем слое льда. Например, в Петрозаводской губе Онежского озера вовлечение $C_{\text{орг}}$ в лёд из подлёдной воды также высокое и составля-

ет 10–20% [13]. Поскольку гуминовых веществ в подлёдной воде Мунозера (по косвенным показателям) очень мало, очевидно, что в ледяной покров более интенсивно вовлекаются органические соединения антропогенного происхождения и это — одна из причин накопления $P_{\text{общ}}$ и $N_{\text{общ}}$ во льду. Содержание взвешенных веществ в снеге на льду и на побережье Мунозера очень низкое ($< 0,1$ мг/л), в Урозере — чуть выше (0,2 мг/л), что обусловлено аэрогенным влиянием г. Петрозаводск. В ледяном покрове и в льдообразующей воде в обоих исследованных озёрах взвешенных веществ мало ($< 0,1$ –0,2 мг/л) (см. табл. 3).

Заключение

Сравнительный анализ химического состава исследуемых озёр показал, что минерализация снега на льду Мунозера почти в 2 раза выше (10,9–13,4 мг/л), чем в Урозере (7,5 мг/л), что указывает на более высокий уровень локальных аэрогенных выпадений на лёд Мунозера. Из макрокомпонентов наибольшее выпадение отмечено для сульфатов и хлоридов. Высокие концентрации сульфат-ионов (1,3–1,7 мг/л) в составе снега на льду Мунозера обусловлены влиянием целлюлозно-бумажного комбината, расположенного в 20 км от озера в г. Кондопога. В пробах снега, отобранных на побережьях исследуемых озёр, вдали от населённых пунктов, минерализация низкая (2,5–3,0 мг/л). Снег на льду Мунозера содержит более высокие концентрации катионов (K^+ , Na^+ , Ca^{2+} и Mg^{2+}) и анионов (SO_4^{2-} , Cl^- и HCO_3^-).

Минерализация ледяного покрова в исследуемых озёрах изменяется от 1,1 до 4,5 мг/л. Максимальные её значения установлены в нижнем слое льда в южном районе Мунозера, испытывающем повышенное антропогенное воздействие в результате сброса хозяйственно-бытовых сточных вод. Как показало исследование, среди ка-

тионов в лёд обоих озёр в большей степени вовлекался ион K , а среди анионов — сульфат-ион. На интенсивность их вовлечения значительно влияют следующие параметры: показатель гидратационного потенциала, скорость льдообразования и антропогенное воздействие.

Минерализация подлёдных вод в Мунозере (107 мг/л) увеличилась за последние 30 лет на 10 мг, что связано с ростом антропогенной нагрузки. Изменение суммы ионов в подлёдной воде Урозера (25,4 мг/л) за 60-летний период не произошло. Воды обоих озёр имеют гидрокарбонатно-кальциевый состав.

Содержание органических веществ в системе снег — лёд — подлёдная вода в исследуемых озёрах низкое. В снеге на льду озёр она составила 1,0–1,2 мг/л, в ледяном покрове — 0,7–1,2 мг/л, в подлёдной воде Мунозера — 4,3, Урозера — 2,0 мг/л. Коэффициент вовлечения $C_{\text{орг}}$ в лёд в озёрах — высокий (17–27%). Содержание биогенных элементов в нижних слоях льда Мунозера показало высокие концентрации $P_{\text{общ}}$ (до 10 мкг/л) и $N_{\text{орг}}$ (до 0,19 мг/л). Это говорит о том, что на химический состав льда влияет антропогенное воздействие. В Урозере содержание минеральных и органических форм азота во льду по вертикальному профилю не отличается.

Благодарности. Финансовое обеспечение исследований осуществлялось из средств федерального бюджета на выполнение государственного задания КарНЦ РАН (ИВПС КарНЦ РАН). Исследования выполнены на научном оборудовании Центра коллективного пользования Федеральному исследовательскому центру «Карельский научный центр Российской академии наук».

Acknowledgments. The study was funded by the Russian Foundation for Basic Research (Institute of NWPI KRC RAS). The research was carried out using the equipment of the Core Facility of the Karelian Research Centre of the Russian Academy of Sciences

Литература

1. Харкевич Н.С. Гидрохимия Кончезерской группы озер — уникальных водных объектов Карелии. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 1991. 126 с.
2. Сабылина А.В., Икко О.И. Изменение химического состава воды озера Мунозеро (Карелия) за по-

References

1. Kharkevich N.S. *Gidrokimiya Konchezerskoy gruppy ozer — unikal'nykh vodnykh ob'yektov Karelii*. Hydrochemistry of the Konchzero group of lakes — unique water bodies of Karelia. Petrozavodsk: Karelian Research Center of the Russian Academy of Sciences, 1991: 126 p. [In Russian].
2. Sabylina A.V., Ikko O.I. Changes in the chemical composition of the water in Lake Munozero (Karelia) over the past 60 years.

- следние 60 лет // Тр. Карельского науч. центра РАН. 2019. № 9. С. 76–90. doi: 10.17076/lim1046.
3. *Зеленкова-Перфильева М.К.* К гидрохимии Кончезерской группы озер // Тр. Бородинской пресноводной биологической станции Карелии. 1927. Т. V. С. 64–101.
4. *Озера Карелии: Справочник* / Под ред. Н.Н. Филатова, В.И. Кухарева. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2013. 464 с.
5. *Поляков Ю.К., Фрейндлинг В.А.* Общая гидрологическая характеристика бассейна р. Шуя // Поверхностные воды озерно-речной системы Шуи в условиях антропогенного воздействия. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1991. С. 25–33.
6. *Бискэ Г.С.* Четвертичные отложения и геоморфология Карелии. Петрозаводск, 1959. 307 с.
7. *Еруков Г.В., Лак Г.Ц.* Почвы и почвенный покров денудационно-тектонических ландшафтов Заонежья // Исследования почв лесных ландшафтов Карелии. Петрозаводск, 1985. С. 5–46.
8. Руководство по химическому анализу поверхностных вод суши. Ч. 1 / Под ред. Л. Боевой. Ростов-на-Дону: НОК, 2009. 1044 с.
9. Аналитические, кинетические и расчетные методы в гидрохимической практике / Под ред. П.А. Лозовика, Н.А. Ефременко. СПб.: Нестор-История, 2017. 272 с.
10. *Потапова И.Ю., Лозовик П.А.* Характеристика химического состава атмосферных осадков и химических выпадений на территории Карелии // Состояние водных объектов Республики Карелия. По результатам мониторинга 1998–2006 гг. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. С. 174–187.
11. *Иванов А.В.* Криогенная метаморфизация химического состава природных льдов, замерзающих и талых вод. Хабаровск: Дальнаука, 1998. 164 с.
12. *Сергеев Г.Б., Батюк В.А.* Криохимия. М.: Химия, 1978. 296 с.
13. *Сабылина А.В., Ефремова Т.А.* Химический состав льда и подледной воды Онежского озера (на примере Петрозаводской губы) // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 3. С. 417–428. doi: 10.15356/2076-6734-2018-3-417-428.
14. *Розенталь О.М.* Структура и вмержание в лед гидратационных комплексов ионов // Журнал структурной химии. 1971. № 5. С. 915–919.
15. *Воробьева И.Б., Напрасникова Е.В., Власова Н.В.* Исследование гидрокриогенных компонентов юго-западного побережья Байкала (эколого-геохимический аспект) // Лёд и Снег. 2010. № 2 (110). С. 56–60.
16. *Адамс К.М., Френч Д.Н., Кингери У.Д.* Отверждение и распреснение морского льда в естественных условиях // Лед и Снег. М.: Мир, 1966. С. 237–249.
17. *Анисимова Н.П., Роговская Л.Г.* Изменение химического состава озерного льда во времени // Озера криолитозоны Сибири. Новосибирск: Наука, 1974. С. 128–137.
- Trudy Karel'skogo nauchnogo tsentra RAN.* Transactions of the Karelian Research Center of the Russian Academy of Sciences. 2019, 9: 76–90. doi: 10.17076 / lim1046. [In Russian].
3. *Zelenkova-Perfil'yeva M.K.* To the hydrochemistry of Konchzero group of lakes. *Trudy Borodinskoy presnovodnoy biologicheskoy stantsii Karelii.* Transactions of the Borodinskaya freshwater biological station of Karelia. 1927, V: 64–101. [In Russian].
4. *Ozera Karelii.* Lakes of Karelia. Eds.: N.N. Filatov, V.I. Kukharev. Petrozavodsk: Karelian Research Center of the Russian Academy of Sciences, 2013: 464 p. [In Russian].
5. *Polyakov Yu.K., Freyndling V.A.* General hydrological characteristics of the Shuya river basin. *Poverkhnostnyye vody ozerno-rechnoy sistemy Shui v usloviyakh antropogennogo vozdeystviya.* Surface waters of the lake-river system Shuya in the conditions of anthropogenic impact. Petrozavodsk: Karelian Research Center of the Russian Academy of Sciences, 1991: 25–33. [In Russian].
6. *Biske G.S.* *Chetvertichnye otlozheniya i geomorfologiya Karelii.* Quaternary deposits and geomorphology of Karelia. Petrozavodsk, 1959: 307 p. [In Russian].
7. *Yerukov G.V., Lak G.Ts.* Soils and soil cover of denudation-tectonic landscapes of Zaonezhie. *Issledovaniya pochv lesnykh landshaftov Karelii.* Studies of soils of forest landscapes of Karelia. Petrozavodsk, 1985: 5–46. [In Russian].
8. *Rukovodstvo po khimicheskomu analizu poverkhnostnykh vod sushi. Ch. 1.* Guidelines for the chemical analysis of land surface water. Part 1. Ed. L. Boyeva. Rostov-on-Don: NOK, 2009: 1044 p. [In Russian].
9. *Analiticheskiye, kineticheskiye i raschetnye metody v gidrokhimicheskoy praktike.* Analytical, kinetic and calculation methods in hydrochemical practice. Eds.: P.A. Lozovik, N.A. Efremenko. St. Petersburg: Nestor-History, 2017: 272 p. [In Russian].
10. *Potapova I.Yu., Lozovik P.A.* Characterization of the chemical composition of precipitation and chemical deposition in the territory of Karelia. *Sostoyanie vodnykh ob'ektov Respubliki Kareliya. Po rezul'tatam monitoringa 1998–2006 gg.* State of water bodies of the Republic of Karelia. According to the monitoring results of 1998–2006. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2007: 174–187. [In Russian].
11. *Ivanov A.V.* *Kriogennaya metamorfizatsiya khimicheskogo sostava prirodnykh l'dov, zamerzayushchikh i talykh vod.* Cryogenic metamorphization of the chemical composition of natural ice, freezing and melt water. Khabarovsk: Dalnauka, 1998: 164 p. [In Russian].
12. *Sergeyev G.B., Batyuk V.A.* *Kriokhimiya.* Cryochemistry. Moscow: Chemistry, 1978: 296 p. [In Russian].
13. *Sabylina A.V., Yefremova T.A.* The chemical composition of ice and ice water on Lake Onega (on the example of the Petrozavodsk Bay). *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2018, 58 (3): 417–428. doi: 10.15356/2076-6734-2018-3-417-428. [In Russian].
14. *Rozental' O.M.* Structure and freezing of ion hydration complexes in ice. *Zhurnal strukturnoy khimii.* Journ. of Structural Chemistry. 1971, 5: 915–919. [In Russian].
15. *Vorob'yeva I.B., NaprasnikovaYe.V., Vlasova N.V.* Study of the hydrocryogenic components of the southwestern coast of Lake Baikal (ecological and geochemical aspect). *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2010, 2 (110): 56–60. [In Russian].
16. *Adams K.M., French D.N., Kingery U.D.* Solidification and desalination of sea ice under natural conditions. *Led i sneg.* Ice and snow. Moscow: Mir, 1966: 237–249. [In Russian].
17. *Anisimova N.P. Rogovskaya L.G.* Changing in the chemical composition of lake ice over time. *Ozera kriolitozony Sibiri.* Lakes of the cryolithozone of Siberia. Novosibirsk: Nauka, 1974: 128–137. [In Russian].

Палеогляциология

УДК 551.345:544.02

doi: 10.31857/S2076673420040064

Реконструкция средних температур января в раннем голоцене на северо-востоке Большеземельской тундры

© 2020 г. Н.А. Буданцева*, Ю.К. Васильчук

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

*nadin.budanceva@mail.ru

Reconstruction of average January temperatures during the early Holocene in the North-East of the Bolshezemelskaya tundra

N.A. Budantseva*, Yu.K. Vasil'chuk

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

*nadin.budanceva@mail.ru

Received June 2, 2020 / Revised August 6, 2020 / Accepted September 9, 2020

Keywords: *accumulation rate, calibrated radiocarbon age, ice wedge, Holocene, oxygen and hydrogen isotopes, paleotemperature reconstruction, peatland, permafrost, January air temperature.*

Summary

The aim of the study was to establish the period of accumulation of peatland with ice wedges near Vorkuta town based on series of calibrated radiocarbon dates, to anchor in time the isotope-oxygen curve of syngenetic ice wedge from peatland and to reconstruct the mean January air temperature for the appropriate Holocene period. Analysis of a series of ^{14}C dates showed that peatland near Vorkuta was actively formed between 10.5 and 6 cal. ka BP. Winter conditions in the Vorkuta area were quite severe, that favored to frost cracking of the peatland and syngenetic growth of ice wedges within the drier sites and peat-soil wedges within the watered sites. Ice wedge growth was the most active within the Greenlandian Stage of Holocene, between 10.5 and 9.7 cal. ka BP, the reconstructed mean January air temperature for this period varied between -23 and -25 °C; currently, such temperatures are recorded only during the coldest winters.

Citation: Budantseva N.A., Vasil'chuk Yu.K. Reconstruction of average January temperatures during the early Holocene in the North-East of the Bolshezemelskaya tundra. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2020. 60 (4): 601–612. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673420040064.

Поступила 2 июня 2020 г. / После доработки 6 августа 2020 г. / Принята к печати 9 сентября 2020 г.

Ключевые слова: *голоцен, изотопы кислорода и водорода, калиброванный радиоуглеродный возраст, многолетнемерзлые породы, палеотемпературные реконструкции, повторно-жильный лёд, скорость аккумуляции, торфяник, январская температура воздуха.*

Вблизи г. Воркута процессы заболачивания и образования торфа начались в первой половине гренландского периода голоцена – около 11–10 тыс. калиб. лет назад. Завершилось формирование торфяника 3–2 тыс. калиб. лет назад. Время активного формирования в торфянике сингенетических повторно-жильных льдов приходится на период между 10,5 и 9,7 тыс. калиб. лет назад, когда среднеянварская температура воздуха варьировала между -23 и -25 °C.

Введение

Голоцен – наиболее детально исследованный геологический период. Его история восстановлена на основе множества геокриологических, геоморфологических, климатических, биотических и археологических данных. В 2018 г. Комиссией по четвертичной стратиграфии принято трёхчленное деление голоцена: гренландский период (от ~11,7 до ~8,2 тыс. калиб. лет назад – л.н.), северогриппианский период (от ~8,2 до ~4,2 тыс. калиб. л.н.)

и мегхалайский период (от ~4,2 тыс. калиб. л.н. до современности). Начало каждого периода, как правило, совпадает с заметными климатическими событиями глобального масштаба [1, 2].

Основной маркер *греландского периода* в ледниковом керне NGRIP2 – резкий сдвиг значений дейтериевого эксцесса d_{exc} в сторону более низких значений, что отражает перестройку режима испарения в источнике формирования осадков. *Северогриппианский период*, названный по ледниковому керну NGRIP1, отмечен по чёткому сигналу

похолодания климата («климатическое событие 8,2 тыс. лет назад»), которое последовало за периодом повышения температур, отмечаемым в начале голоцена в течение гренландского периода. *Мегхалайский период* (назван по имени северо-восточного штата Индии — Мегхалая, где по кальциту спелеотем в пещере Мамлух были получены изотопно-кислородные профили), нижняя граница которого также обозначается как «событие 4,2 тыс. лет назад», характеризуется существенной реорганизацией океанической и атмосферной циркуляции, в результате чего в средних и низких широтах происходил быстрый переход к эпохе засушливого климата, а в высоких широтах Северного полушария зафиксированы неогляциальные условия и заметные подвижки ледников [2].

В Арктике окончание холодного периода позднего дриаса и переход к голоцену хорошо прослеживаются по наземным и морским палеоархивам повышением летних температур воздуха в результате заметного усиления солнечной инсоляции [3]. В результате происходили активное протаивание с поверхности сильнольдистых отложений и подземных льдов, заболачивание и аккумуляция торфяников, а также распространение древесной растительности на территорию зоны тундры. Ряд исследований показал, что на северо-востоке Европейской части России летние температуры воздуха в раннем голоцене (между 11 и 9 тыс. л.н.) были в среднем на 2 °C выше современных [4–6]. Хорошее соответствие с основными событиями голоцена получено для среднеиюльской температуры воздуха на основании анализа керн озерных отложений на Карельском перешейке. Здесь выделены устойчивый тренд потепления после 10,5 тыс. калиб. л.н. и похолодание между 8,5 и 8,1 тыс. калиб. л.н., что соответствует похолоданию начала северогриппианского периода, а также неогляциальное похолодание после 5,5 тыс. калиб. л.н. (мегхалайский период), когда средние температуры июля были ниже современных на 2–3 °C [7]. Данные по зимним климатическим условиям севера Европейской части России носят ограниченный характер. Это объясняется тем, что повторно-жильные льды, представляющие собой один из основных архивов информации о зимней температуре воздуха [8], описаны и опробованы только в нескольких районах Большеземельской тундры.

Задачи настоящего исследования — установить период формирования полигонального тор-

фяника с повторно-жильными льдами (ПЖЛ) в районе г. Воркута на основе массива калиброванных радиоуглеродных датировок, выполнить возрастную привязку изотопно-кислородной диаграммы по сингенетической ледяной жиле, залегающей в торфянике, и реконструировать среднеянварскую температуру воздуха для выделенного периода голоцена.

Район исследования

Природные условия и климат. Исследования проводились в районе г. Воркута, расположенного на северо-востоке Восточно-Европейской равнины, вблизи подножий Полярного Урала. Рельеф района представлен плоской равниной с низкими грядами и заболоченными понижениями. Мощность четвертичных отложений варьирует от 2 до 100 м [9], они представлены суглинками, супесями и песками, часто перекрытыми торфом. Климат региона — субарктический, с длинной холодной зимой и коротким прохладным летом. По данным метеостанции в г. Воркута среднегодовая температура воздуха, осреднённая за 1947–2011 гг., составила –5,7 °C, в то время как среднезимняя и среднеянварская температуры равны соответственно –16 и –20,4 °C [10]. С начала 1960-х годов отмечено повышение среднегодовой температуры воздуха на 2 °C (с –6,1 до –4,3 °C) [11] за счёт роста как зимних температур воздуха (примерно на 2–3 °C), так и летних (на 1,5–2 °C). Среднегодовое количество осадков составляет 550 мм и изменяется от 300–400 мм на побережье Баренцева моря до 500–600 мм и более в предгорьях Урала. Средняя толщина снежного покрова возрастает в этом же направлении от 44 до 78 мм [10, 12]. В окрестностях г. Воркута снежный покров лежит, как правило, с середины октября до конца мая, т.е. около 230 дней в году.

В районе исследований преобладает кустарничковая мохово-лишайниковая тундра. Кустарничковые виды представлены *Betula nana*, *Empetrum hermaphroditum*, *Arctous alpina*, *Vaccinium uliginosum*, *V. vitis-idaea* и *Ledum decumbens*. Мохово-лишайниковый покров сформирован *Rhacomitrium lanuginosum*, *Hylocomium splendens*, *Polytrichum hyperboreum*, *Rhytidium rugosum*, *Sphaerophorus globosus*, *Cetraria cucullata*, *C. nivalis*, *Stereocaulon paschale*, *Cladonia mitis*, *C. gracilis*, *C. uncalis*, и *Thamnia vermicula-*

ris. Среди злаковых отмечаются *Calamagrostis holmii*, *C.lapponica*, *Festuca ovina*, *Carex ensifolia* [13].

Распространение многолетнемёрзлых пород и повторно-жильных льдов. В районе исследований многолетнемёрзлые породы (ММП) имеют массивно-островное распространение. По данным 2007–2011 гг. среднегодовая температура грунта на глубине 1 м варьировала от $-0,8$ до $-2,3$ °C в минеральных грунтах и от $-2,2$ до $-4,1$ °C в торфе [10]. Полигональный рельеф типичен для торфяников и оторфованных с поверхности отложений аллювиальных и морских террас. Северо-восточная часть Восточно-Европейской равнины (Большеземельская тундра) – единственный район в континентальной Европе, где широко распространены повторно-жильные льды (ПЖЛ): от мыса Болванский в устье р. Печора на западе до г. Амдерма ($69,76^{\circ}$ с.ш., $61,67^{\circ}$ в.д.) и низовий рек Нгарка-Тамбьяха и Оюяха ($68,6^{\circ}$ с.ш., $66,8^{\circ}$ в.д.) на востоке [14, 15].

Широко распространены ПЖЛ в торфяниках вблизи оз. Лая-то ($67,67^{\circ}$ с.ш., $56,12^{\circ}$ в.д.) и к востоку от оз. Лая-то, в долине р. Ортина ($67,93^{\circ}$ с.ш., $54,05^{\circ}$ в.д.) [16]. Для этой территории южная граница распространения погребённых ПЖЛ проведена между изотермами минимальных среднегодовых температур грунта $-2,0$ и $-2,5$ °C (примерно 67° с.ш.), а южная граница распространения современного морозобойного растрескивания и формирования ПЖЛ – между изотермами $-2,5$ и $-3,0$ °C на широте около $67,5^{\circ}$ с.ш. [17]. Город Воркута расположен в области преимущественного распространения законсервированных ПЖЛ, однако на отдельных участках возможен и современный рост жил. На это может указывать наличие полигональной сети с отчётливыми валиками и свежими морозобойными трещинами на оторфованной поверхности второй аллювиальной террасы р. Воркута (в 20–30 км южнее города), установленное в ходе полевых рекогносцировочных исследований в июле 2003 г. Около Воркуты голоценовые торфяники с ПЖЛ описаны А.И. Поповым [18]. Высота жил составляла 2,5–3 м, ширина в верхней части изменялась от 0,3–0,5 до 1–2 м. Сингенетическое происхождение изученных жил подтверждается рядом стратиграфических признаков – изгибанием вверх вмещающих отложений на контакте с жилами и увеличением мощности торфа от жилы к центру полигона.

Методы

Полевые исследования. В 13–14 км восточнее г. Воркута, в угольном карьере «Юньягинский» ($67,52^{\circ}$ с.ш., $64,39^{\circ}$ в.д.) в процессе открытой добычи угля был вскрыт полигональный торфяник. В июле 2003 г. это обнажение было доступно для полевых исследований. Мощность торфа варьировала от 2,5–3 м в центральной части полигонов до 1,5–2 м в периферийных частях, на контактах с ПЖЛ и под межполигональными канавками. Торф подстилался в основном озёрными суглинками, а местами – песком. В некоторых обнажениях торфяника на глубине 0,7–1 м вскрыты ПЖЛ. В обнажении центральной части полигонального блока торфяника на глубине 2,7 м обнаружена грунтово-торфяная жила. Вертикальный размер жилы 1,4 м. Сложена она тремя элементарными торфяными жилками толщиной 6–10 см, разделёнными вертикальными прожилками суглинка с горизонтально-слоистой криотекстурой. В периферийной части торфяного блока под межполигональной канавкой описана одна из наиболее полно вскрытых ледяных жил (рис. 1).

Вмещающие жилу отложения – торф и озёрный суглинок. В суглинке преобладала сетчатая криотекстура с ледяными линзами мощностью до 2–3 см. На сингенетический рост ПЖЛ указывает резкий подъём основания торфяника на боковых контактах с жилой. Максимальная ширина жилы в верхней части – 0,5 м, вертикальная мощность – 2,5 м (см. рис. 1, рис. 2, б). Лёд жилы желтовато-серый, вертикально-слоистый, в нём встречены фрагменты торфа и отдельные включения суглинка. При повторном посещении авторами карьера в декабре 2018 г. была вскрыта только краевая часть торфяника. Мощность торфа не превышала 2 м, здесь ПЖЛ обнаружены не были.

Отбор образцов. Образцы для изотопного анализа отбирали из ледяной жилы вдоль вертикального и горизонтального профилей с разрешением 10–15 см (рис. 3). Всего отобрано 15 образцов ПЖЛ. Для получения данных по современному изотопному фону зимних осадков в исследуемом регионе взяты также образцы свежеснежного покрова и снежного покрова в декабре 2003 и 2018 гг. Образцы льда и снега растапливали при температуре 10 °C, переливали в пластиковые флаконы вместимостью 30 мл и хранили в холодильнике при 3 °C до измерений.



Рис. 1. Полигональный рельеф Юньягинского торфяника вблизи г. Воркута (а) и фрагмент обнажения торфяника с ледяной жилой (б).

Стрелкой на рис. (а) показано расположение обнажения

Fig. 1. Polygonal network on the Yun'yaga peatland near Vorkuta town (а) and fragment of peatland exposure with ice wedge (б).

The arrow on the figure (а) points to the exposure location

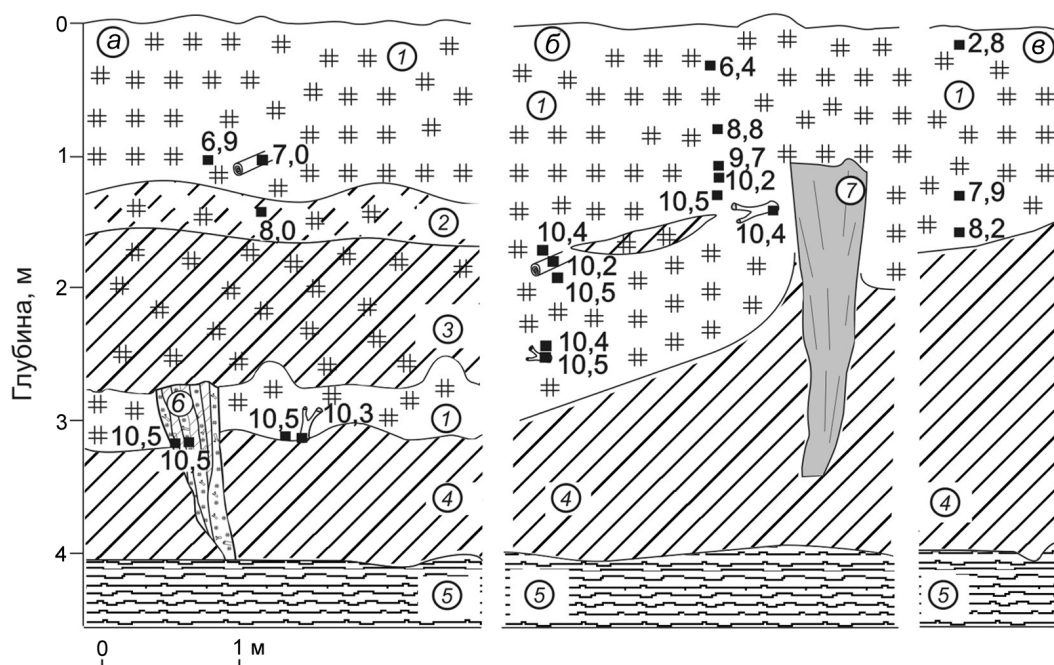


Рис. 2. Стратиграфическая схема Юньягинского торфяника и ^{14}C возраст — тыс. калиброванных (калибр.) лет торфа и древесных остатков в центральной части (а, б) и в краевой части торфяника (в).

Вмещающие отложения: 1 — торф; 2 — оторфованная супесь; 3 — оторфованный суглинок; 4 — суглинок; 5 — коксующийся уголь; 6 — грунтовая жила; 7 — ледяная жила

Fig. 2. Stratigraphic scheme of Yun'yaga peatland and radiocarbon ages (cal. kyr BP) of peat and wood remains in central part (a, b) and peripheral part (v) of the peatland.

Enclosing sediments: 1 — peat; 2 — peaty sandy loam; 3 — peaty loam; 4 — loam; 5 — coking coal; 6 — ground wedge; 7 — ice wedge

Для возрастной привязки изотопных кривых по ПЖЛ для ^{14}C датирования были отобраны торф и древесные остатки из торфяника.

Радиоуглеродное датирование и изотопные определения. Возраст органики из вмещающих жилу отложений определяли в Геологическом институте РАН (лабораторный код ГИН) и в Институте истории материальной культуры, Санкт-Петербург, (лабораторный код Ле). Всего получена 21 датировка. Калибровка дат выполнена с применением Oxcal 4.2 на основе базы данных IntCal13 [19, 20]. Далее в тексте и на рис. 2 приведены калиброванные (калибр.) даты.

Соотношения кислорода и водорода во льду жилы измеряли в изотопной лаборатории центра Арсенал в г. Вена (Д. Ранк, В. Папеш и М. Кёрнер). Точность измерений составила $\pm 0,1\text{‰}$ для $\delta^{18}\text{O}$ и $\pm 0,8\text{‰}$ для $\delta^2\text{H}$. Соотношения кислорода и водорода в снеге измерены в изотопной лаборатории географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова. Измерения изотопного состава кислорода и водорода выполнены в режиме постоянного потока гелия (CF-IRMS)

на масс-спектрометре Delta-V с использованием комплекса газ-бенч. Для калибровки измерений использовались Международные стандарты V-SMOW, GISP, SLAP. Точность измерений составила $\pm 0,6\text{‰}$ для $\delta^2\text{H}$ и $\pm 0,1\text{‰}$ для $\delta^{18}\text{O}$. Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ выражены в промилле относительно VSMOW. Дейтериевый эксцесс d_{exc} рассчитан по формуле $d_{\text{exc}} = \delta^2\text{H} - 8\delta^{18}\text{O}$, предложенной В. Дансгором [21]. Этот показатель применяется как индикатор кинетического (неравновесного) фракционирования и связан с такими условиями в регионе, как влажность, температура поверхности моря, скорость ветра.

Результаты радиоуглеродного датирования и определения изотопного состава

В центральной части торфяника получена серия ^{14}C датировок от 10,5 до 6,4 тыс. калибр. лет (см. рис. 2, а, б). Высокая точность радиоуглеродного датирования подтверждается результатами по разному материалу на одной глубине: напри-

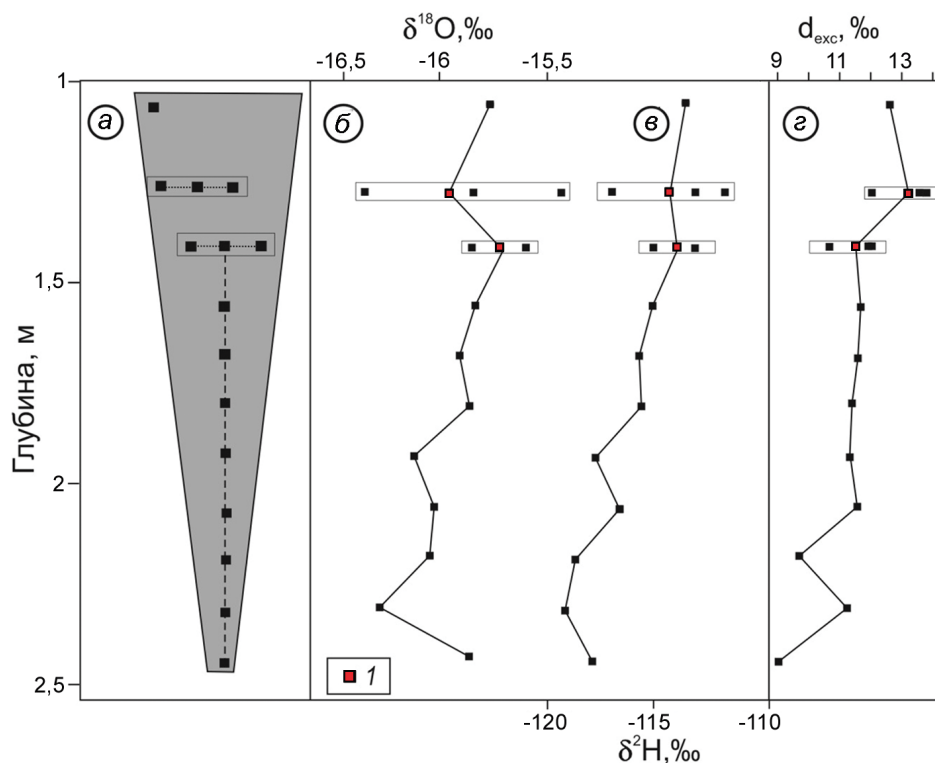


Рис. 3. Схема отбора образцов льда из жилы (а) и вертикальные профили значений $\delta^{18}\text{O}$ (б), $\delta^2\text{H}$ (в) и $d_{\text{exс}}$ (з). 1 – среднее значение $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ и $d_{\text{exс}}$ при горизонтальном отборе из жилы

Fig. 3. Scheme of ice wedge sampling (а) and vertical profiles of $\delta^{18}\text{O}$ (б), $\delta^2\text{H}$ (в) and $d_{\text{exс}}$ (з) values. 1 – mean values of $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ and $d_{\text{exс}}$ for horizontal sampling profile

мер, древесина и вмещающий её торф на глубине 1 м датированы в 6,9 и 7 тыс. калибр. лет соответственно. В краевой части торфяника (см. рис. 2, в), где мощность торфа не превышала 2 м, получены даты 8,2 и 7,9 тыс. калибр. лет для нижних горизонтов торфа и 2,8 тыс. калибр. лет для приповерхностного торфа [22]. Значения стабильных изотопов в ПЖЛ варьируют в узком диапазоне: значения $\delta^{18}\text{O}$ от $-15,5$ до $-16,4$ ‰, $\delta^2\text{H}$ – от $-111,6$ до $-119,1$ ‰, $d_{\text{exс}}$ – от 9 до 13,8 ‰ (таблица). Вертикальный изотопный профиль показывает относительно равномерное распределение значений с незначительным положительным трендом снизу-вверх (см. рис. 3).

Современный снег в исследуемом районе характеризовался значениями $\delta^{18}\text{O}$ от $-13,9$ до $-30,8$ ‰, $\delta^2\text{H}$ – от $-98,2$ до $-231,2$ ‰. При этом свежевывапавший снег из одного снегопада имел более однородные значения по сравнению со снегом из снежной толщи (см. таблицу). Это, вероятно, указывает на заметные вариации температур воздуха в период формирования снежной толщи, а также на различные источники поступления

воздушных масс, что подтверждают значительные вариации $d_{\text{exс}}$ – от 7,2 до 26,3 ‰. Значения изотопного состава современного снега в районе г. Воркута расположены вдоль линии, описываемой уравнением $y = 7,9x + 11,9$ (рис. 4, а), что близко к уравнению для глобальной линии метеорных вод (ГЛМВ) – $y = 8x + 10$. Соотношение значений $\delta^2\text{H} - \delta^{18}\text{O}$ во льду исследованной ледяной жилы описывается уравнением $y = 7,7x + 6,5$ (см. рис. 4, б); точки изотопных значений ПЖЛ сгруппированы вблизи значений для зимнего снега. Кроме того, среднее значение $d_{\text{exс}}$ во льду жилы (11,6 ‰) близко к среднему значению в снежном покрове г. Воркута (14,6 ‰). Эти данные позволяют утверждать, что жила формировалась преимущественно за счёт талого снега, изотопный состав которого почти не изменён в результате испарения или сублимации перед таянием и заполнением морозобойных трещин.

Более контрастные изотопные значения получены по сегрегационному льду из торфяника: значения $\delta^{18}\text{O}$ варьируют от $-12,8$ до $-17,5$ ‰, $\delta^2\text{H}$ – от $-97,8$ до $-128,4$ ‰, $d_{\text{exс}}$ – от 4,5 до 11,4 ‰,

Значения $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ и d_{exs} во льду голоценовой ледяной жилы (ПЖЛ) в Юньягинском торфянике, в сегрегационном льду из вмещающих жилу отложений и в снеге, отобранном в г. Воркута и вдоль 200-километрового трансекта к юго-западу от г. Воркута*

Тип образца и место отбора (число образцов)	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	$\delta^2\text{H}$, ‰	d_{exs} , ‰
ПЖЛ, Юньягинский торфяник (15)	-16,4/-15,9/-15,5	-119,1/-115,6/-111,6	9/11,6/13,8
Сегрегационный лёд из торфа и подстилающего суглинка, Юньягинский торфяник (4)	-12,8/-15,5/-17,5	-128,4/-114,7/-97,8	4,5/8,5/11,4
Свежевыпавший снег (трансект от 66°03' с.ш., 60°22' в.д. до 67°04' с.ш., 65°40' в.д.), декабрь 2003 г. (4)	-27,2/-26,7/-25,9	-203,6/-198,3/-189,4	13,7/15,7/18
Снежный покров, г. Воркута, декабрь 2018 г. (17)	-30,8/-18,1/-13,9	-231,2/-130,1/-98,2	7,2/14,6/26,3

*Значения: минимальные/средние/максимальные.

наклон линии соотношения значений $\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O}$ равен 6,4 (см. таблицу и см. рис. 4, б). Диапазон значений $\delta^{18}\text{O}$ близок к диапазону между средними значениями $\delta^{18}\text{O} \div \delta^2\text{H}$ для летних ($-11\text{‰} \div -80\text{‰}$) и зимних ($-18,3\text{‰} \div -130\text{‰}$) осадков на ближайшей метеостанции ВМО/МАГАТЭ в г. Амдерма [23]. Вода из небольшого водоёма на поверхности торфяника характеризуется значениями $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ $-11,3$ и $-87,4\text{‰}$ соответственно, что, вероятно, отражает скопление дождевых вод. Можно предположить, что сегрегационный лёд в торфянике формировался из смешанных летних и зимних осадков, скапливавшихся в полигональных ваннах на поверхности торфяника, а более низкий наклон линии соотношения

значений $\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O}$ (6,4) по сравнению с наклоном для жильного льда и снега (7,7 и 7,9 соответственно), скорее всего, указывает на процессы изотопного фракционирования в результате испарения воды в летнее время, промерзания и сегрегационного льдовыделения.

Динамика развития торфяников в голоцене на северо-востоке Большеземельской тундры

На севере Европы потепление начала голоцена обусловлено повышением летних температур воздуха (до значений в среднем на 2–3 °C выше современных), что привело к интенсивно-

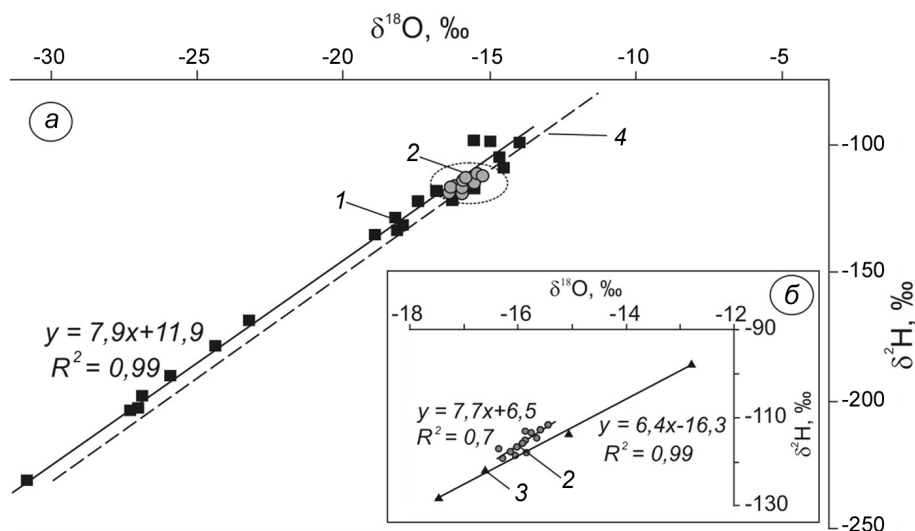


Рис. 4. Соотношение значений $\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O}$:

а – в снеге Воркутинского района (1) и повторно-жильном льду в Юньягинском торфянике вблизи г. Воркута (2); б – сравнение соотношения значений $\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O}$ в повторно-жильном (2) и сегрегационном льду (3) из вмещающих отложений; 4 – глобальная линия метеорных вод

Fig. 4. $\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O}$ relation:

а – in snow of Vorkuta region (1) and Holocene ice wedge from Yun'yaga peatland near Vorkuta town (2); б – comparison of $\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O}$ relation in ice wedge ice (2) and segregated ice (3) from the enclosing sediments; 4 – global meteoric water line

му проникновению в тундровые регионы древесной растительности, активному заболачиванию и торфонакоплению. Палеоботанические данные по самым северным районам Фенноскандии показывают, что тундровая растительность, которая преобладала в течение последнего этапа позднего плейстоцена и в начале голоцена, была замещена сосново-берёзовыми лесами между 10 и 8 тыс. л.н. [24]. При этом климатические условия зимних периодов были не мягче, а иногда и суровее современных, поэтому даже в период максимального потепления начала голоцена происходил рост ПЖЛ [25]. Формирование мощных торфяников и одновременный рост в них ледяных жил отмечались практически на всей российской криолитозоне — от северных регионов Восточно-Европейской равнины до востока Чукотки.

Согласно полученным нами радиоуглеродным датировкам, аккумуляция Юньягинского торфяника в Воркутинском районе началась на стадии заболачивания небольшого озера (скорее всего, термокарстового) около 11–10,5 тыс. калиб. л.н. синхронно с многолетним промерзанием и ростом ПЖЛ. Присутствие стволов и крупных веток в торфе указывает на произрастание в пределах торфяника древесной растительности, северная граница которой в настоящее время расположена на десятки километров южнее. Судя по ^{14}C датировкам вмещающего торфа, жила начала формироваться около 10,5 тыс. калиб. л.н., а завершился её активный рост около 9,7 тыс. калиб. л.н. (см. рис. 2). Скорость аккумуляции торфа на первой стадии (синхронной с формированием жилы), скорее всего, была очень высокой и составляла не менее 1 мм/год. В центральной части полигонального блока торфяника, вскрытого в обнажении, между 10,5 и 8 тыс. калиб. л.н. торфонакопление было прервано в результате вероятного подтопления и образования небольшого мелкого озера, в котором аккумуляровались оторфованные суглинки и супеси. На этой стадии в результате заполнения морозобойных трещин торфом и суглинком формировались грунтово-торфяные жилы или за счёт протаивания торфяно-ледяных жилок возникали псевдоморфозы. Близкие ^{14}C датировки торфа из жилы и вмещающего торфяника (10,5 тыс. калиб. л.н.) показывают сингенетический характер их формирования. Активная фаза аккумуляции торфа завершилась около 6 тыс. л.н.

в центральной части торфяника и около 2–3 тыс. калиб. л.н. — в краевой. При этом скорость торфонакопления в краевой части торфяника была существенно ниже, чем в центральной.

На начало развития торфяников в раннем голоцене указывают данные по западному побережью Байдарацкой губы (в 200 км к северо-востоку от Воркуты), где в низовьях р. Оюяха и в устье р. Нгарка-Тамбяха описаны полигональные торфяники мощностью до 4 м [14], по нижним горизонтам которых получены датировки 9,2–7,8 тыс. лет. В среднем течении р. Море-Ю (~200 км западнее Воркуты) остатки крупных деревьев и горизонты торфа в голоценовых отложениях, вскрытых в береговых обнажениях, датированы в 9,3, 9,1 и 8,3 тыс. л.н. [26], что свидетельствует о заметно более благоприятных условиях для произрастания древесной растительности и торфообразования в раннем голоцене, в течение гренландского периода.

Во многих районах северо-востока Европейской части России процессы заболачивания и торфонакопления активно развивались в следующем, северогриппианском периоде голоцена (между 8,2 и 4,2 тыс. калиб. л.н.). Так, детальное исследование торфяника мощностью 2,5 м на приозёрной террасе в бассейне р. Воркута показало, что он начал формироваться около 8 тыс. л.н. в результате заболачивания лесного массива, максимальная скорость аккумуляции торфа (1 мм/год) отмечена примерно между 6,9 и 6,3 тыс. л.н. [27]. Близкие данные получены и по более южным районам Большеземельской тундры, на участках распространения миграционных бугров пучения. Так, в долине р. Уса (~100 км к юго-западу от Воркуты) установлено, что торфяники начали образовываться около 8,3 тыс. л.н., при этом скорость аккумуляции торфа до пучения достигала 1,4 мм/год [28, 29].

Почти повсеместно отмеченное существенное замедление и даже завершение аккумуляции торфяников на северо-востоке Большеземельской тундры относится к концу северогриппианского — началу мегхалайского периодов голоцена, как результат похолодания климата и уменьшения степени увлажнения. Заметный спад скорости прироста торфяника в бассейне р. Воркута произошёл между 6,3–5 тыс. л.н., а около 3,2–2,2 тыс. л.н. его аккумуляция почти полностью завершилась [27]. В низовьях р. Оюяха и в устье р. Нгарка-Тамбяха аккумуляция торфа закончилась примерно к 4 тыс. калиб. л.н.

Отметим, что близкие тренды динамики торфяников с повторно-жильными льдами получены по северу Западной Сибири. Серии ^{14}C датировок по торфяникам Ямала показывают, что торф наиболее активно аккумулировался между 10,5 и 6,7 тыс. лет, а наличие «древесного горизонта» в основании торфяников указывает на проникновение древесной растительности в зону современной тундры в результате повышения летних температур воздуха в начале гренландского периода голоцена. Для торфяника в долине р. Щучья показана синхронность аккумуляции торфа и роста в нём ПЖЛ между 8,5 и 7 тыс. калибр. лет [14, 30, 31]. Аккумуляция торфяника с повторно-жильными льдами, исследованного в зоне южных тундр Пур-Тазовского междуречья [33], происходила преимущественно между 7,3 и 4,5 тыс. калибр. лет до н.э., что соответствует 9,3–6,5 тыс. калибр. л.н. [32]. Локальная обводнённость торфяников способствовала одновременному росту как ледяных, так и грунтово-торфяных жил; подобное сочетание описано в устье р. Сеяха и вблизи метеостанции Марре-Сале [33].

Реконструкция зимних температур воздуха

Положение значений состава стабильных изотопов во льду жилы, исследованной в Юньягинском торфянике, вблизи ГЛМВ указывает на хорошую сохранность первичного изотопного сигнала зимних осадков и позволяет с уверенностью использовать изотопные данные для палеотемпературных реконструкций. Значения $\delta^{18}\text{O}$ во льду жилы варьируют в узком диапазоне: от $-15,5$ до $-16,4$ ‰. Применяя уравнения Ю.К. Васильчука, описывающие зависимость содержания стабильных изотопов во льду жил от среднезимней $t_{\text{ср.зим}}$ и среднеянварской $t_{\text{ср.янв}}$ температур воздуха [34]

$$t_{\text{ср.зим}} = \delta^{18}\text{O}_{\text{ПЖЛ}} (\pm 2 \text{ } ^\circ\text{C}) \text{ и} \quad (1)$$

$$t_{\text{ср.янв}} = 1,5\delta^{18}\text{O}_{\text{ПЖЛ}} (\pm 3 \text{ } ^\circ\text{C}), \quad (2)$$

можно сделать вывод, что в Воркутинском регионе в середине гренландского периода голоцена (между 10,5 и 9,7 тыс. калибр. л.н.) среднезимняя температура воздуха варьировала между -15 и -17 $^\circ\text{C}$, а среднеянварская — между -23 и -25 $^\circ\text{C}$, что близко к современным значениям, отмечаемым на метеостанции в Воркуте.

Ранее мы получили следующие вариации значений изотопного состава по сингенетической ледяной жиле, опробованной в торфянике на западном побережье Байдарацкой губы в устье р. Нгарка-Тамбяха (в 200 км северо-восточнее Воркуты): для $\delta^{18}\text{O}$ — от $-16,7$ до $-18,5$ ‰, а для $\delta^2\text{H}$ — от -123 до $-142,6$ ‰. Близкие значения $\delta^{18}\text{O}$ были и по нескольким голоценовым жилам, ранее исследованным в обнажениях II и III морских террас в низовьях р. Оюяха: от $-16,1$ до $-17,6$ ‰ и от $-17,8$ до $-18,6$ ‰ соответственно [14]. Основываясь на ^{14}C датировках, торфяники в этих элементах рельефа формировались между 9,2 и 4,7 тыс. калибр. л.н., т.е. преимущественно в северогриппианский период голоцена. Для этого периода можно реконструировать среднезимнюю температуру воздуха в диапазоне $-16 \div -19$ $^\circ\text{C}$, а среднеянварскую — в диапазоне $-24 \div -29$ $^\circ\text{C}$.

Диапазон значений $\delta^{18}\text{O}$ в голоценовых жилах в районе Воркуты и низовий рек Нгарка-Тамбяха и Оюяха (от $-15,4$ до $-18,6$ ‰) находится внутри диапазона вариаций значений $\delta^{18}\text{O}$ (от $-13,1$ до -19 ‰) в современных ледяных жилах возрастом около 100–120 лет. Это позволяет предположить близкие зимние температурные условия гренландского и северогриппианского периодов голоцена и современные. При этом небольшая изменчивость значений $\delta^{18}\text{O}$ в голоценовых жилах (1–2 ‰) показывает стабильность зимних температур воздуха в периоды их формирования.

Выводы

1. Вблизи г. Воркута процессы заболачивания и активного торфообразования начались в первой половине гренландского периода голоцена — около 11–10 тыс. калибр. л.н. Скорость аккумуляции торфа между 10,5 и 8 тыс. л.н. достигала 1 мм/год.

2. Сингенетические повторно-жильные льды интенсивно формировались в торфянике между 10,5 и 9,7 тыс. калибр. л.н. Одновременно с ледяными жилами в пределах более обводнённых участков торфяника появлялись грунтово-торфяные (или сначала торфяно-ледяные) жилы. Соотношение значений $\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O}$ во льду жил близ г. Воркута позволяет предположить их образование преимущественно за счёт талого снега.

3. Вариации значений $\delta^{18}\text{O}$ (от $-15,5$ до $-16,4$ ‰) в повторно-жильных льдах дают воз-

воздуха гренландского периода голоцена в районе Воркуты следующим образом: среднезимняя температура варьировала между -15 и -17 °C, а среднеянварская — между -23 и -25 °C.

4. Зимние климатические условия гренландского периода голоцена были близки к современным, но январские температуры воздуха в экстремально холодные зимы были на $3-5$ °C ниже современных, что способствовало активному промерзанию торфяников, росту и сохранению в них повторно-жильных льдов.

Благодарности. Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 18-05-60272 Арктика — радио-

углеродные определения и № 20-05-00782 интерпретация результатов) и РНФ (проект № 19-17-00126 — изотопные определения). Авторы благодарны д.г.н. А.К. Васильчук и к.г.н. Ю.Н. Чижовой за помощь в проведении полевых и лабораторных исследований.

Acknowledgments. This work was supported by the Russian Foundation for Basic Research (grant № 18-05-60272 Arctic — radiocarbon analysis and № 20-05-00782 — interpretation of the results) and Russian Scientific Foundation (grant № 19-17-00126 — stable isotope analysis). The authors are grateful to DSc. A.C. Vasil'chuk and PhD. Ju.N. Chizhova for assistance in field and laboratory research.

Литература

1. Walker M., Johnsen S., Rasmussen S.O., Popp T., Stef-fensen J.-P., Gibbard P., Hoek W., Lowe J., Andrews J., Björck S., Cwynar L.C., Hughen K., Kershaw P., Kromer B., Litt T., Lowe D.J., Nakagawa T., Newnham R., Schwander J. Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records // *Journ. of Quaternary Science*. 2009. V. 24. P. 3–17. doi: 10.1002/jqs.1227.
2. Walker M., Head M.J., Lowe J., Berkelhammer M., Björck S., Cheng H., Cwynar L.C., Fisher D., Gkinis V., Long A., Newnham R., Rasmussen S.O., Weiss H. Subdividing the Holocene Series/Epoch: formalization of stages/ages and subseries/subepochs, and designation of GSSPs and auxiliary stratotypes // *Journ. of Quaternary Science*. 2019. V. 34. № 3. P. 173–186. doi: 10.1002/jqs.3097.
3. Kaufman D.S., McKay N., Routson C., et al. A global database of Holocene paleotemperature records // *Scientific Data*. 2020. V. 7. № 115. P. 1–34. <https://doi.org/10.1038/s41597-020-0445-3>.
4. Renssen H., Seppä H., Heiri O., Roche D.M., Goosse H., Fichefet T. The temporal and spatial complexity of the Holocene Thermal Maximum // *Nature Geoscience*. 2009. № 2. P. 411–414. doi:10.1038/ngeo513.
5. Oksanen P.O. Development of palsa mires on the northern European continent in relation to Holocene climatic and environmental changes: Academic Dissertation. Oulu: Faculty of Science. Department of Biology. University of Oulu, 2005. 50 p.
6. MacDonald G.M., Velichko A.A., Kremenetski C.V., Borisova O.K. Holocene Treeline history and climate change across Northern Eurasia // *Quaternary Research*. 2000. V. 53. № 3. P. 302–311. doi: 10.1006/qres.1999.2123.
7. Nazarova L., Syrykh L.S., Mayfield R.J., Frolova L.A., Ibragimova A.G., Grekov I.M., Subetto D.A. Palaeoecological and palaeoclimatic conditions on the Karelian Isthmus (northwestern Russia) during the Holocene // *Quaternary Research*. 2020. № 95. P. 65–83. <https://doi.org/10.1017/qua.2019.88>.
8. Vasil'chuk Yu. K. Reconstruction of the palaeoclimate of the Late Pleistocene and Holocene of the basis of iso-

References

1. Walker M., Johnsen S., Rasmussen S.O., Popp T., Stef-fensen J.-P., Gibbard P., Hoek W., Lowe J., Andrews J., Björck S., Cwynar L.C., Hughen K., Kershaw P., Kromer B., Litt T., Lowe D.J., Nakagawa T., Newnham R., Schwander J. Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records. *Journ. of Quaternary Science*. 2009, 24: 3–17. doi: 10.1002/jqs.1227.
2. Walker M., Head M.J., Lowe J., Berkelhammer M., Björck S., Cheng H., Cwynar L.C., Fisher D., Gkinis V., Long A., Newnham R., Rasmussen S.O., Weiss H. Subdividing the Holocene Series/Epoch: formalization of stages/ages and subseries/subepochs, and designation of GSSPs and auxiliary stratotypes. *Journ. of Quaternary Science*. 2019, 34 (3): 173–186. doi: 10.1002/jqs.3097.
3. Kaufman D.S., McKay N., Routson C., et al. A global database of Holocene paleotemperature records. *Scientific Data*. 2020, 7 (115): 1–34. <https://doi.org/10.1038/s41597-020-0445-3>.
4. Renssen H., Seppä H., Heiri O., Roche D.M., Goosse H., Fichefet T. The temporal and spatial complexity of the Holocene Thermal Maximum. *Nature Geoscience*. 2009, 2: 411–414. doi:10.1038/ngeo513.
5. Oksanen P.O. Development of palsa mires on the northern European continent in relation to Holocene climatic and environmental changes. Academic Dissertation. Oulu: Faculty of Science. Department of Biology. University of Oulu, 2005: 50 p.
6. MacDonald G.M., Velichko A.A., Kremenetski C.V., Borisova O.K. Holocene Treeline history and climate change across Northern Eurasia. *Quaternary Research*. 2000, 53 (3): 302–311. doi: 10.1006/qres.1999.2123.
7. Nazarova L., Syrykh L.S., Mayfield R.J., Frolova L.A., Ibragimova A.G., Grekov I.M., Subetto D.A. Palaeoecological and palaeoclimatic conditions on the Karelian Isthmus (northwestern Russia) during the Holocene. *Quaternary Research*. 2020, 95: 65–83. <https://doi.org/10.1017/qua.2019.88>.
8. Vasil'chuk Yu. K. Reconstruction of the palaeoclimate of the Late Pleistocene and Holocene of the basis of isotope studies of subsurface ice and waters of the permafrost zone. *Water Resources*. 1991, 17 (60): 640–647.

- tope studies of subsurface ice and waters of the permafrost zone // *Water Resources*. 1991. V. 17. № 60. P. 640–647.
9. Гетцен М.В., Логинов А.К., Рубцов А.И., Какунев Н.Б., Стенина А.С., Калмыков А.В., Патова Е.Н., Кулюгина Е.Е., Плюснин С.Н., Дорохова М.Ф., Денева С.В., Елсаков В.В., Истомина Л.Н., Сулимова Е.И., Кисель В.Г., Бончук А.Н., Сивков М.Д., Горбачевский А.Г., Вяткин С.Г., Шипунов А.П. Природная среда тундры в условиях открытой разработки угля (на примере Юньягинского месторождения) / Ред. М.В. Гетцен. Сыктывкар: КНЦ УрО РАН, 2005. 246 с.
 10. Kaverin D.A., Pastukhov A.V., Mazhitova G.G. Temperature regime of the tundra soils and underlying permafrost (northeast European Russia) // *Earth's Cryosphere*. 2014. V. 3. № 18. P. 23–31.
 11. Электронный ресурс: <https://www.gismeteo.ru/weather-vorkuta-3960/> (last access: 1 April 2019).
 12. Romanovsky V.E., Drozdov D.S., Oberman N.G., Malkova G.V., Kholodov A.L., Marchenko S.S., Moskalenko N.G., Sergeev D.O., Ukraintseva N.G., Abramov A.A., Gilichinsky D.A., Vasiliev A.A. Thermal State of Permafrost in Russia // *Permafrost and Periglacial Process*. 2010. V. 21. P. 136–155.
 13. Zamolodchikov D.G., Karelin D.V., Ivaschenko A.I. Postfire alterations of carbon balance in tundra ecosystems: possible contribution to climate change // *Proc. of the 7th Intern. Permafrost Conf., Yellowknife. Collection Nordicana*. 1998. № 55. P. 1207–1212.
 14. Романенко Ф.А., Андреев А.А., Сулержицкий Л.Д., Тарасов П.Е., Воскресенский К.С., Николаев В.И. Особенности формирования рельефа и рыхлых отложений западного Ямала и побережья Байдаракской губы (Карское море) // *Проблемы общей и прикладной геоэкологии Севера* / Под. ред. В.И. Соломатина. М.: изд. МГУ, 2001. С. 41–68.
 15. Буданцева Н.А., Белова Н.Г., Васильчук А.К., Васильчук Ю.К. Стабильные изотопы кислорода и водорода в голоценовых повторно-жильных льдах на западном побережье Байдаракской губы, в устье реки Нгарка-Тамбьяха // *Арктика и Антарктика*. 2018. № 1. С. 76–85. doi: 10.7256/2453-8922.2018.1.25857.
 16. Иванова Т.Ф. Жильные льды в Большеземельской тундре // *Тр. Северного отд. Ин-та мерзлотоведения им. В.А. Обручева. Вып. I*. Сыктывкар: Изд-во АН СССР, 1960. С. 35–50.
 17. Казначеева И.А., Шапошникова Е.А. Повторно-жильные льды западной части Большеземельской тундры // *Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология*. 1982. № 1. С. 88–92.
 18. Попов А.И. Полигонально-жильный лед в Большеземельской тундре // *Подземный лед. Вып. I* / Ред. А.И. Попов. М.: Изд-во МГУ, 1965. С. 160–166.
 19. Bronk Ramsey C. Bayesian analysis of radiocarbon dates // *Radiocarbon*. 2009. V. 51. P. 337–360.
 20. Reimer P.J., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Buck C.E., Cheng H., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hafflidason H., Hajdas I., Hatte C., Heaton T.J., Hoffmann D.L., Hogg A.G., Hughen K.A., Kaiser K.F., Kromer B., Manning S.W., Niu M., Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Staff R.A., Turney C.S.M., van der Plicht J. IntCal13 and marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50 000 years cal BP // *Radiocarbon*. 2013. V. 55. P. 1869–1887.
 21. Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation // *Tellus*. 1964. V. 16. P. 436–468.
 9. Getzen M.V., Loginov A.K., Rubtsov A.I., Kakunov N.B., Stenina A.S., Kalmykov A.V., Patova E.N., Kulyugina E.E., Plyusnin S.N., Dorokhova M.F., Deneva S.V., Elsakov V.V., Istomina L.N., Sulimova E.I., Kisel' V.G., Bonchuk A.N., Sivkov M.D., Gorbachevskiy A.G., Vyatkin S.G., Shipunov A.P. *Prirodnaya sreda tundry v usloviyakh otkrytoy razrabotki uglya (na primere Yun'yaginskogo mestorozhdeniya)*. The natural environment of the tundra in conditions of open coal mining (on the example of the Yunyaginskoye deposit). Ed.: M.V. Getzen. Syktvykar: Publishing house of Komi Scientific Center of Ural branch of Russian Academy of Science, 2005: 246 p. [In Russian].
 10. Kaverin D.A., Pastukhov A.V., Mazhitova G.G. Temperature regime of the tundra soils and underlying permafrost (northeast European Russia). *Earth's Cryosphere*. 2014, 3 (18): 23–31.
 11. <https://www.gismeteo.ru/weather-vorkuta-3960/> (last access: 1 April 2019).
 12. Romanovsky V.E., Drozdov D.S., Oberman N.G., Malkova G.V., Kholodov A.L., Marchenko S.S., Moskalenko N.G., Sergeev D.O., Ukraintseva N.G., Abramov A.A., Gilichinsky D.A., Vasiliev A.A. Thermal State of Permafrost in Russia. *Permafrost and Periglac. Process*. 2010, 21: 136–155.
 13. Zamolodchikov D.G., Karelin D.V., Ivaschenko A.I. Postfire alterations of carbon balance in tundra ecosystems: possible contribution to climate change // *Proc. of the 7th Intern. Permafrost Conf., Yellowknife. Collection Nordicana*. 1998, 55: 1207–1212.
 14. Romanenko F.A., Voskresenskiy K.S., Tarasov P.E., Andreev A.A., Nikolaev V.I., Sulzerzhitskiy L.D. The relief and loose sediments forming features on the Western Yamal and Baydaratskaya Bay coast (Kara Sea). *Problemy obshchey i prikladnoy geoekologii Severa*. Problems of general and applied geocology of the North. Ed. V.I. Solomatina. Moscow: MSU Publishing, 2001: 41–68. [In Russian].
 15. Budantseva N.A., Belova N.G., Vasil'chuk A.C., Vasil'chuk Yu.K. Stable isotopes of oxygen and hydrogen in the Holocene ice wedge on the western coast of the Baydaratskaya Bay, at the mouth of the Ngarka-Tambyakha River. *Arktika i Antarktika*. Arctic and Antarctic. 2018, 1: 76–85. doi: 10.7256/2453-8922.2018.1.25857. [In Russian].
 16. Ivanova T.F. Ice wedge in the Bol'shezemelskaya tundra. *Trudy severnogo otdeleniya instituta merzlotovedeniya imeni V.A. Obrucheva*. Proc. of the North Dep., V.A. Obruchev Institute of Permafrost Studies. V. 1. M.: Publishing house of the Academy of Sciences of the USSR, Syktvykar. 1960: 35–50. [In Russian].
 17. Kaznacheeva I.A., Shaposhnikova E.A. Ice wedge in the western part of the Bolshezemelskaya tundra. *Vestnik Mosk. Univ. Series 4. Geology*. Moscow University geology Bulletin. 1982, 1: 88–92. [In Russian].
 18. Popov A.I. Polygonal ice wedge of the Bolshezemelskaya tundra. *Podzemnyi led*. Ground ice. Ed.: A.I. Popov. Moscow: Moscow University Press, 1965: 160–166. [In Russian].
 19. Bronk Ramsey C. Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon*. 2009, 51. P. 337–360.
 20. Reimer P.J., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Buck C.E., Cheng H., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hafflidason H., Hajdas I., Hatte C., Heaton T.J., Hoffmann D.L., Hogg A.G., Hughen K.A., Kaiser K.F., Kromer B., Manning S.W., Niu M., Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Staff R.A., Turney C.S.M., van der Plicht J. IntCal13 and marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50 000 years cal BP. *Radiocarbon*. 2013, 55: 1869–1887.
 21. Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation. *Tellus*. 1964, 16: 436–468.

22. Vasil'chuk Yu.K., Budantseva N.A., Vasil'chuk A.C., Chizhova Ju.N. Winter air temperature during the Holocene optimum in the north-eastern part of the east European plain based on ice wedge stable isotope records. 2020. PANGAEA. <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.917735>.
23. IAEA/WMO: Global Network of Isotopes in Precipitation: The GNIP Database, [iaea.org \[online\]](http://www-naweb.iaea.org/napc/ih/IHS_resources_gnip.html), available from: http://www-naweb.iaea.org/napc/ih/IHS_resources_gnip.html (last accessed: 1 April 2019), 2019.
24. Sjögren P., Damm C. Holocene vegetation change in northernmost Fennoscandia and the impact on prehistoric foragers 12 000–2000 cal. a BP – A review // *Boreas*. 2019. V. 48. P. 20–35. doi: 10.1111/bor.12344. ISSN 0300-9483.
25. Васильчук Ю.К., Котляков В.М. Основы изотопной геоэкологии и гляциологии. М.: Изд-во МГУ, 2000. 616 с.
26. Zarhidze D.V., Bartova A.V., Gusev E.A., Arslanov H.A., Maksimov F.E., Kuznetsov V.Y. Holocene thermal optimum sediments from More-Yu River basin (Bolshezemelskaya tundra) // *Uspekhi sovremennogo estestvoznaniya*. Advances in current natural science. 2015. № 1. С. 794–797.
27. Русанова Г.В. Динамические аспекты почвообразования в Большеземельской тундре // *Изв. Коми науч. центра УрО РАН*. 2011. Вып. 2 (6). С. 38–44.
28. Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C., Jungner H., Budantseva N.A., Chizhova Ju.N. Radiocarbon chronology of Holocene palsa of Bol'shezemel'skaya tundra in Russian North // *Geography. Environment. Sustainability*. 2013. V. 6. № 3. P. 38–59. doi: 10.24057/2071-9388-2013-6-3-38-59.
29. Пастухов А.В., Марченко-Ваганова Т.И., Каверин Д.А., Кулижский С.П., Кузнецов О.Л., Панов В.С. Динамика развития бугристых торфяников на южной границе Восточно-Европейской криолитозоны // *Почвоведение*. 2017. № 5. С. 544–557. doi: 10.7868/S0032180X17030091.
30. Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C., Jungner H., Geyh M., van der Plicht J., Sonninen E., Budantseva N.A. Southern limit of syngenetic ice-wedge formation during the Holocene climatic optimum in north-west Siberia // *Earth Cryosphere. Special Issue. Russian Academy of Sciences and Scott Polar Research Institute, University of Cambridge*, 2003. P. 19–31.
31. Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Юнгнер Х., ван дер Плихт Й. Формирование сингенетических повторно-жильных льдов во время голоценового оптимума в условиях быстрого накопления торфа на Центральном Ямале // *Криосфера Земли*. 1999. Т. 3. № 1. С. 11–22.
32. Тихонравова Я.В., Слагода Е.А., Рогов В.В., Бутаков В.И., Лупачёв А.В., Кузнецова А.О., Симонова Г.В. Гетерогенное строение полигонально-жильных льдов в торфяниках Пур-Тазовского междуречья // *Лёд и Снег*. 2020. Т. 60. № 2. С. 225–238. doi:10.31857/S2076673420020036.
33. Арсланов К.А., Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д., Тертычная Т.В. Радиоуглеродные датировки четвертичных отложений западного побережья п-ова Ямал // *Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода*. 1986. № 55. С. 132–133.
34. Васильчук Ю.К. Корреляция изотопно-кислородного состава повторно-жильных льдов со среднезимними и среднеянварскими температурами воздуха // *Изотопы в гидросфере: Тез. докл. 3-го Всесоюз. симпозиума*. Каунас. 29 мая – 1 июня 1989 г. М.: Изд-во ИВП АН СССР, 1989. С. 82–83.
22. Vasil'chuk Yu.K., Budantseva N.A., Vasil'chuk A.C., Chizhova Ju.N. Winter air temperature during the Holocene optimum in the north-eastern part of the east European plain based on ice wedge stable isotope records. 2020. PANGAEA. <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.917735>.
23. IAEA/WMO: Global Network of Isotopes in Precipitation: The GNIP Database, [iaea.org \[online\]](http://www-naweb.iaea.org/napc/ih/IHS_resources_gnip.html), available from: http://www-naweb.iaea.org/napc/ih/IHS_resources_gnip.html (last accessed: 1 April 2019), 2019.
24. Sjögren P., Damm C. Holocene vegetation change in northernmost Fennoscandia and the impact on prehistoric foragers 12 000–2000 cal. a BP – A review. *Boreas*. 2019, 48: 20–35. doi: 10.1111/bor.12344. ISSN 0300-9483.
25. Vasil'chuk Yu.K., Kotlyakov V.M. *Osnovy izotopnoy geokriologii i glyatsiologii*. Principles of isotope geocryology and glaciology. A comprehensive textbook. Moscow: Moscow University Press, 2000: 616 p. [In Russian].
26. Zarhidze D.V., Bartova A.V., Gusev E.A., Arslanov H.A., Maksimov F.E., Kuznetsov V.Y. Holocene thermal optimum sediments from More-Yu River basin (Bolshezemel'skaya tundra). *Uspekhi sovremennogo estestvoznaniya*. Advances in current natural science. 2015, 1: 794–797. [In Russian].
27. Rusanova G.V. Dynamics aspects of soil formation in the Bolshezemel'skaya tundra. *Izvestiya Komi nauchnogo central'skogo otdeleniya of Russian academy of science*. Reports of the Komi Scientific Center of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences. 2011, 2 (6): 38–44. [In Russian].
28. Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C., Jungner H., Budantseva N.A., Chizhova Ju.N. Radiocarbon chronology of Holocene palsa of Bol'shezemel'skaya tundra in Russian North. *Geography. Environment. Sustainability*. 2013, 6 (3): 38–59. doi: 10.24057/2071-9388-2013-6-3-38-59.
29. Pastukhov A.V., Marchenko-Vaganova T.I., Kaverin D.A., Kulizhskiy S.P., Kuznetsov O.L., Panov V.S. Dynamics of palsa at the southern limit of East European permafrost. *Pochvovedenie*. Soil Science. 2017, 5: 544–557. doi: 10.7868/S0032180X17030091. [In Russian].
30. Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C., Jungner H., Geyh M., van der Plicht J., Sonninen E., Budantseva N.A. Southern limit of syngenetic ice-wedge formation during the Holocene climatic optimum in north-west Siberia. *Earth Cryosphere. Special Issue. Russian Academy of Sciences and Scott Polar Research Institute, University of Cambridge*, 2003: 19–31.
31. Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C., Jungner H., Geyh M., van der Plicht J. The syngenetic ice wedge formation during Holocene optimum in fast accumulated peat in Central Yamal Peninsula. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 1999, 3 (1): 11–22. [In Russian].
32. Tikhonravova Ya.V., Slagoda E.A., Rogov V.V., Butakov V.I., Lupachev A.V., Kuznetsova A., Simonova G.V. Heterogeneous ices in ice wedges structure on the Pur-Taz interfluvial peatlands of the north of West Siberia. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2020, 60 (2): 225–238. doi: 10.31857/S2076673420020036. [In Russian].
33. Arslanov K.A., Kaplyanskaya F.A., Tarnogradskii V.D., Tertychnaya T.V. Radiocarbon data of the Quaternary sediments of western coast of the Yamal Peninsula. *Byulleten' Komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda*. Bull. Commission for the Study of the Quaternary Period. 1986, 55: 132–133. [In Russian].
34. Vasil'chuk Yu.K. Correlation of ice wedge oxygen isotope composition and mean winter and mean January air temperatures. *Proc. of the 3 all-union Symposium «Isotopes in the Hydrosphere»*. Kaunas, 29 May – 1 June 1989. Moscow: Publishing house of Water problem Institute of USSR, 1989: 82–83. [In Russian].

Прикладные проблемы

УДК 556.5+551.32+551.4

doi: 10.31857/S2076673420040065

Прорыв озера Прогресс (Восточная Антарктида): подходы к оценке характеристик прорывного паводка

© 2020 г. Г.В. Прякина^{1*}, А.А. Четверова^{1,2}, С.Д. Григорьева^{2,1}, А.С. Боронина¹, С.В. Попов^{3,1}¹Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия;²Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия;³Полярная морская геологоразведочная экспедиция, Санкт-Петербург, Россия

*g65@mail.ru

Breakthrough of Lake Progress (East Antarctica): a phenomenological model and approaches to assessing the characteristics of a flash flood

G.V. Pryakhina^{1*}, A.A. Chetverova^{1,2}, S.D. Grigorieva^{2,1}, A.S. Boronina¹, S.V. Popov^{3,1}¹Saint Petersburg State University, St. Petersburg, Russia; ²Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia;³Polar Marine Geosurvey Expedition, St. Petersburg, Russia

*g65@mail.ru

Received November 21, 2019 / Revised March 17, 2020 / Accepted September 9, 2020

Keywords: Antarctic lakes, East Antarctica, geophysics, hydrograph modeling, hydrology, outburst/breakthrough flood, Progress Station.

Summary

On January 14, 2019, a breakthrough of water masses occurred on the Lake Progress (the oasis of the Larsemann hills, East Antarctica) with the formation of a flash flood. During the summer field seasons of the 63rd and 64th Russian Antarctic Expeditions (2017–2019), comprehensive hydrological, GPR and geodetic surveys were conducted in this area to ensure the safety of transport operations. The results of field measurements and calculations based on mathematical modeling of the breakthrough flood from the Lake are presented. The purpose of this study was to compare field observations and model calculations of the breakthrough flood and then to verify the existing model of Yu.B. Vinogradov on real data, since detailed observations of breakthrough floods of lakes of the Antarctic oases have not been previously carried out. The results of complex hydrological and geophysical investigations of LH73–Progress–Sibtorp lake system focused on areas where lake outburst are possible (snow-ice dams) made possible to formulate phenomenological model of the outburst process. It was emphasized that the lake water was discharged through a tunnel developed in the snow–ice dam, which subsequently evolved into a real riverbed. The maximum water discharge was formed approximately in 7.5 h after the start of the outflow, and it was estimated $5.4 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ according to the in-situ measurements, and $4.94 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ – by the model. The calculated volume of the flood is $76\,320 \text{ m}^3$. The differences between the model and in-situ measurements are about 9% that can be explained by the fact that the time of water retention by the snow-ice dam is not considered in the model.

Citation: Pryakhina G.V., Chetverova A.A., Grigorieva S.D., Boronina A.S., Popov S.V. Breakthrough of Lake Progress (East Antarctica): a phenomenological model and approaches to assessing the characteristics of a flash flood. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2020. 60 (4): 613–622. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673420040065.

Поступила 21 ноября 2019 г. / После доработки 17 марта 2020 г. / Принята к печати 9 сентября 2020 г.

Ключевые слова: Антарктические озёра, Восточная Антарктида, геофизика, гидрология, моделирование гидрографа, прорывной паводок, станция Прогресс.

При исследованиях в 2018/19 г. в районе станции Прогресс (Восточная Антарктида) авторы наблюдали прорыв системы озёр Прогресс–Сибторп. Приводятся феноменологическое описание этого процесса, а также результаты наблюдений и математического моделирования.

Введение

Водоёмы — характерные элементы ландшафта антарктических оазисов. Особенность их гидрологического режима заключается в формировании прорывных паводков в весенне-летние

сезоны. Как правило, эти явления случаются в период максимального таяния ледников и снежников, талые воды которых служат основным источником питания озёр. В публикациях отечественных и зарубежных исследователей, а также в фондовых материалах Советской антарктиче-

ской экспедиции (САЭ) и Российской антарктической экспедиции (РАЭ) приводятся многочисленные свидетельства подобных случаев. В качестве показательных примеров можно привести катастрофические сбросы водных масс на озёрах оазисов Ширмахера, Тала и холмов Ларсеманн (Восточная Антарктида) [1–4]. Так, оз. Глубокое, расположенное в непосредственной близости от полевой базы Молодёжная (оазис Тала, Восточная Антарктида), прорывается с периодичностью около 10 лет, что отрицательно влияет на инфраструктуру станций [5]. Для Восточной Антарктиды можно привести и другие примеры прорывоопасных водных объектов, сбрасывающих водные массы практически каждое антарктическое лето [6]. В районе станции Новолазаревская (оазис Ширмахера) для предотвращения переполнения оз. Лагерное сотрудниками РАЭ был оборудован специальный водоотводный канал для обеспечения постоянного оттока водных масс. На оз. Южное в один из летних сезонов начала 1960-х годов уровень воды повысился на 3,5 м, что привело к его опорожнению через снежную перемычку. Озёрная вода хлынула в район тогда ещё строившейся станции. Для её спасения от затопления было решено прорыть обводный канал, который отвёл паводковые воды оз. Южное в другой водоём [1, 7].

Аналогичные процессы наблюдаются и на озёрах п-ова Брокнес (холмы Ларсеманн). В ходе зимовки 48-й РАЭ, 10 ноября 2003 г., из-за разрушения снежно-ледовой перемычки произошёл прорыв вод из оз. Прогресс в оз. Сибторп, в результате которого в снежнике, расположенном между водоёмами, образовались провалы глубиной до 8 м и протяжённостью до 100 м (*не опубликовано*). Подобное событие повторилось и летний полевой сезон 59-й РАЭ (2013/14 г.), когда 1 января 2014 г. резко упал уровень воды в оз. Прогресс в результате разрушения снежно-ледовой перемычки. Сброс продолжался около полутора суток, а уровень снизился на 0,72 м [8]. В сезон 62-й РАЭ (2016/17 г.) залповый перелив воды из оз. Прогресс в оз. Сибторп произошёл 4 января 2017 г. [8]. Согласно оперативной сводке об основных экспедиционных событиях и операциях РАЭ за период с 22 февраля по 1 марта 2018 г., в конце февраля 2018 г. произошёл ещё один резкий сброс вод оз. Прогресс. Поток достигал ширины 4 м и глубины 1,5 м (*не опубликовано*).

Прорывные паводки, формирующиеся при последовательном сбросе водных масс из озёр ЛН73–Прогресс–Сибторп, – причина разрушения снежников, по которым проходит трасса, соединяющая станции Прогресс и Зонгшан с взлётно-посадочной полосой. Ещё один яркий пример – образование обширного провала в районе полевой базы Прогресс-1 на месте внутриледникового озера, которое существовало вплоть до начала 2017 г. По мнению авторов, одна из основных причин его формирования – прорыв оз. Болдер, расположенного поблизости [9]. Кроме того, в центральной части п-ова Брокнес, у западного берега залива Нелла Фьорд располагается система из относительно небольших водоёмов: озёра ЛН59 и Дискашн. При анализе современного картографического материала [10, 11] и рекогносцировочном обследовании в полевые сезоны 63-й и 64-й РАЭ (2017–2019 гг.) авторы обнаружили следы частых прорывов озёр через снежник [12, 13].

Однако, несмотря на многочисленные свидетельства о происходящих прорывах водных объектов, из-за разных причин (отсутствие водомерной сети на водоёмах оазисов, кратковременность явления, сложность в составлении прогнозов и т.д.) редко удаётся инструментально зафиксировать ход процесса с момента его зарождения до завершающего этапа. Исследователи часто имеют возможность наблюдать либо непосредственно активное прохождение прорывного паводка в виде потоков воды в ледяных каналах или поверхностном слое фирна, либо метки высоких вод на бортах долин, к которым приурочены озёра. Использование математических моделей для расчётов и прогнозов прорывов озёр в этом случае затруднено из-за невозможности верификации результатов моделирования.

При полевых работах в сезон 64-й РАЭ (2018/19 г.) авторы детально описали процесс прорыва оз. Прогресс 14 января 2019 г. через канал, образовавшийся в снежнике, между озёрами Прогресс и Сибторп. Это позволило впервые для прорывных озёр антарктических оазисов сопоставить характеристики прорывных паводков, полученные по материалам наблюдений, с данными математического моделирования. Таким образом, основная цель настоящего исследования – оценка адекватности алгоритма модели, описывающей процесс формирования прорывного паводка применительно к озёрам антарктических оазисов.

Объекты исследования

Оазис холмы Ларсеманн (Larsemann Hills) располагается в Восточной Антарктиде между холмами Вестфоль (Vestfold Hills) и шельфовым ледником Эймери (Amery Ice Shelf) на юго-восточном берегу залива Прюдс (Prydz Bay), Земля Принцессы Елизаветы (Princess Elizabeth Land). Его характерная особенность – обилие озёр, часть из которых образовалась в результате подпруживания тектонических долинных понижений ледниками и

снежниками [1]. Обсуждаемая система водных объектов представлена тремя водоёмами, самое большое и глубокое из которых – оз. Прогресс (рис. 1). По данным батиметрической съёмки 20 января 2019 г. его длина составила 870 м при максимальной ширине 360 м, площади водного зеркала около 115 тыс. м² и максимальной измеренной глубине 42 м. К северу от него располагается оз. Сибторп треугольной формы. Его максимальная глубина, зафиксированная во время батиметрической съёмки 2019 г., – 8,3 м [13]. Как правило,

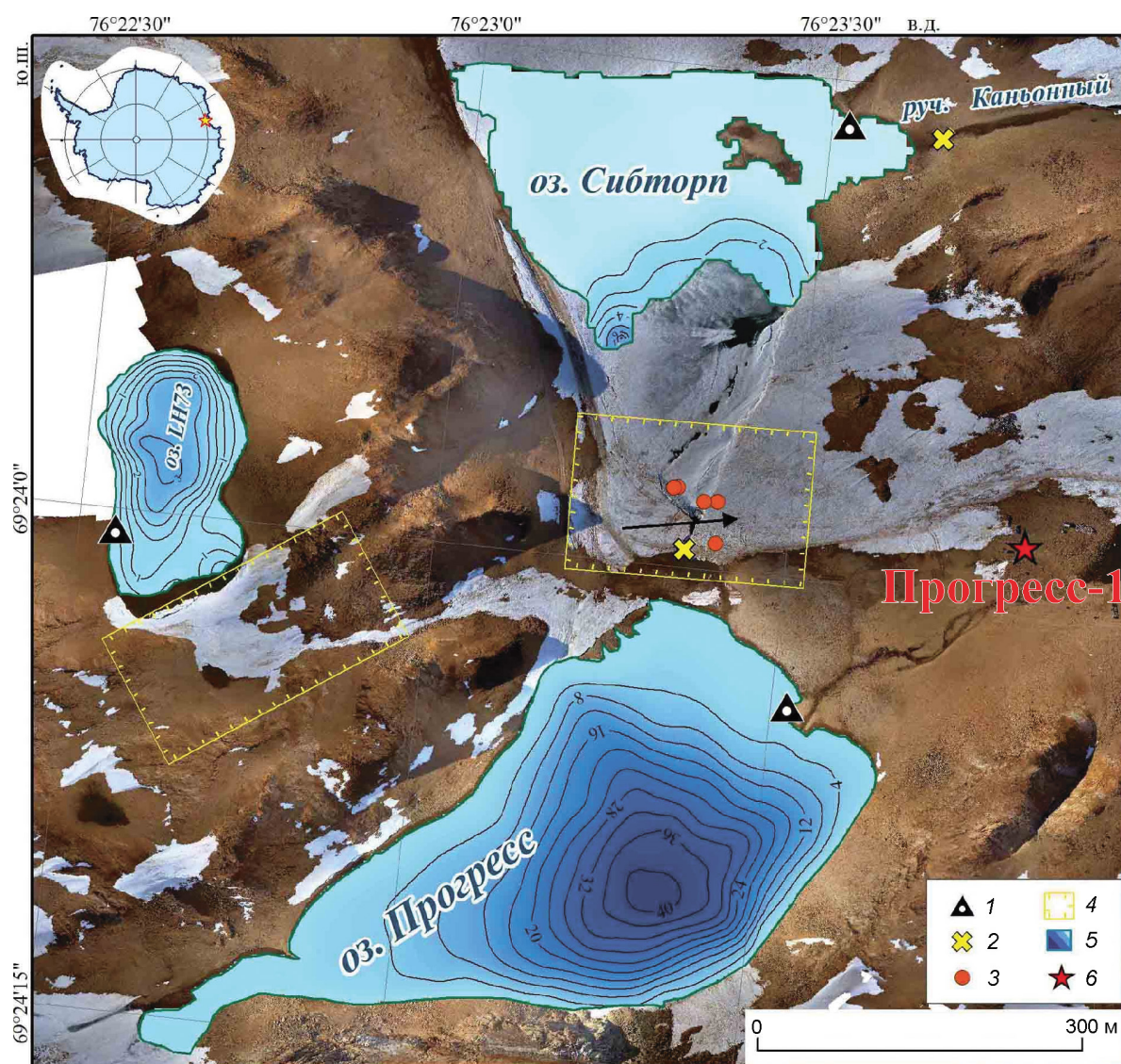


Рис. 1. Схема расположения исследуемой системы озёр с указанием состава полевых работ сезона 64-й РАЭ: 1 – водомерные посты; 2 – пункты измерения скоростей течения потока; 3 – пункты бурения; 4 – районы георадарного профилирования; 5 – схема глубин; 6 – полевая база. Стрелкой показано расположение георадарного маршрута

Fig. 1. Studied lakes and field work composition during the field season of 64th RAE:

1 – water level gauging points; 2 – water velocity gauging points; 3 – drilling points; 4 – areas of georadar profiling; 5 – bathymetric schemes; 6 – field base. The arrow shows the location of the georadar route

за время антарктического лета водоём вскрывается ото льда лишь частично. Максимальные размеры озера были определены только по данным аэрофотосъёмки 8 января 2018 г. Они составляют примерно 650×400 м при площади поверхности 99,58 тыс. м² [12]. В восточной части ширина озера существенно уменьшается и оно постепенно переходит в ручей Каньонный, который связывает водоём с бухтой Тюленьей (см. рис. 1). В юго-восточной части водоёма находится снежник, который служит плотиной, подпирающей озёрные воды. Трасса, соединяющая станции Прогресс и Зонгшан со взлётно-посадочной полосой, которая проходит именно в этом месте по снежнику, безусловно попадает в зону риска возможного разрушения.

Третье озеро, имеющее отношение к обсуждаемой системе водных объектов, — LH73. Оно расположено в овальной котловине, в непосредственной близости к озёрам Прогресс и Сибторп, примерно на 50–60 м выше уровня оз. Прогресс. По данным батиметрической съёмки 15 января 2019 г. его длина составляет 230 м при максимальной ширине около 140 м и глубинах до 3,4 м. Площадь акватории LH73 оценивается в 23,82 тыс. м² при объёме водной массы около 39,4 тыс. м³. Прорыв оз. LH73 обычно происходит через снежно-ледовую перемычку, подпруживающую его с южной стороны, при переполнении озёрной котловины водой. Когда напряжение, оказываемое на перемычку, возрастает, она разрушается, а поток устремляется к оз. Прогресс, выступая в качестве дополнительного триггерного импульса его последующего прорыва. При полевых работах сезона 64-й РАЭ (2018/19 г.) авторы стали свидетелями полного цикла прорыва системы озёр Прогресс–Сибторп. При этом из оз. LH73 в оз. Прогресс наблюдался лишь временный водоток, режим которого не носил катастрофического характера и проходил под снежником, образуя конус выноса в месте впадения в приёмный водоём.

Материалы и методы полевых работ

В процессе работ, проводимых по обеспечению безопасности транспортного сообщения между базой Прогресс и аэродромом, в сезоны 63-й и 64-й РАЭ (2017–2019 гг.) на системе озёр LH73–Прогресс–Сибторп был выполнен комплекс гидрометрических работ и проведена геофизическая съёмка участков возможных прорывов (см. рис. 1). Все по-

лученные натурные данные легли в основу феноменологического описания произошедшего прорыва и количественной оценки его характеристик.

Гидрологические методы. Гидрологические работы предусматривали батиметрическую съёмку озёр Прогресс, Сибторп и LH73 и наблюдения за уровнями воды указанных водоёмов, которые выполняли на временных водомерных постах, а в период прорыва фиксировали через каждые 5 мин. Батиметрическую съёмку озёр проводили с надувной вёсельной лодки Ак-Идель (Россия) с использованием эхолота Echomap Plus42CV (Garmin Ltd., Taiwan). Измерения вели по заранее намеченным маршрутам и выполняли по схеме поперечных галсов и двух продольных профилей в направлении наибольшей протяжённости озера. Точность измерения глубин составила 0,1 м при минимально допустимой глубине 0,3 м. Методика и описание этих исследований подробно изложены в работе [12]. Кроме того, выполнялась тахеометрическая съёмка прибрежных территорий озёр до уровня высоких вод. Для этого использовали электронный тахеометр Trimble M3 DR 5" (Trimble Navigation, Ltd., USA). Методика обработки данных детально приводится в работе [13].

Геофизические методы. Георадарные работы вели на частотах 500 и 900 МГц с помощью промышленных приборов Zond 12e-M (RadSys Ltd., Латвия). Полученные данные обрабатывали в программном пакете Prism 2.60 (RadSys Ltd., Латвия), которые включали в себя выполнение стандартных процедур. Планово-высотную привязку вели с помощью DGPS-приёмников EFT M2 GNSS (ООО «Эффективные технологии, Россия»), а в ряде случаев — спутниковыми приёмоиндикаторами Garmin GPSMap 62 и GPSMap64 (Garmin Ltd., США). Георадарную съёмку (см. рис. 1) выполняли по маршрутам, субортогонально пересекающим канал прорыва. Это позволило выявить особенности строения снежно-ледовой перемычки, через которую позже произошёл прорыв озера. Методика и описание этих исследований приведены в работе [14].

Результаты полевых работ

Натурные наблюдения показывают, что прорыв оз. Прогресс проходил следующим образом. В 11 ч утра 14 января 2019 г. уровень воды в нём

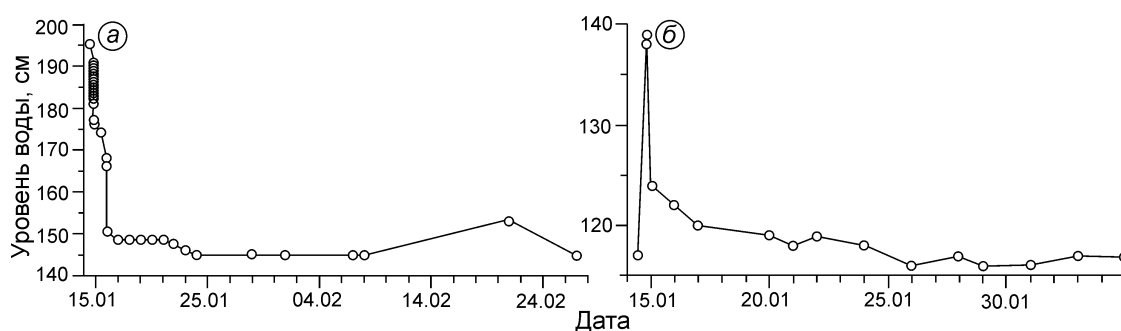


Рис. 2. Ход уровня водной поверхности озёр Прогресс (а) и Сибторп (б) во время прохождения прорывного паводка в 2019 г.

Fig. 2. Water level of Progress (a) and Sibthorpe (b) lakes during the outburst flood in 2019

начал стремительно падать и за 36 ч понизился на 0,50 м (рис. 2, а). Повышение уровня связанного с ним оз. Сибторп (см. рис. 2, б) происходило примерно в течение 7 часов. Через полтора часа от начала наиболее интенсивной фазы прорыва оз. Прогресс уровень воды в оз. Сибторп достиг так называемого критического значения, после которого произошёл сброс озёрных вод по ручью Каньонный (см. рис. 1). Таким образом, период наблюдений за уровнем воды оз. Сибторп охватил фазы наполнения водоёма и сброски части его объёма в результате прорыва, при этом амплитуда колебания уровня составила 0,22 м (см. рис. 2, б). Как отмечалось ранее, материалы георадарной съёмки позволяют судить о строении снежно-ледовой плотины, через которую произошёл прорыв оз. Прогресс. Один из

наиболее показательных временных георадарных разрезов по профилю PR_1401_02 показан на рис. 6. Его положение приведено на рис. 1.

На разрезе (рис. 3) прямая волна, соответствующая дневной поверхности, отсутствует, так как для улучшения его восприятия была проведена горизонтальная фильтрация, позволявшая устранить многочисленные помехи. Однако, поскольку имелись исходные данные, её положение было известно и совмещено с нулём вертикальной оси. Ниже имеется интенсивное отражение 1. Оно сформировано от границы раздела между снегом и льдом. Последний непроницаем для талой воды, проникающей главным образом сквозь снег и скапливающейся на границе со льдом. Это увеличивает коэффициент отражения и, как следствие, усиливает контрастность грани-

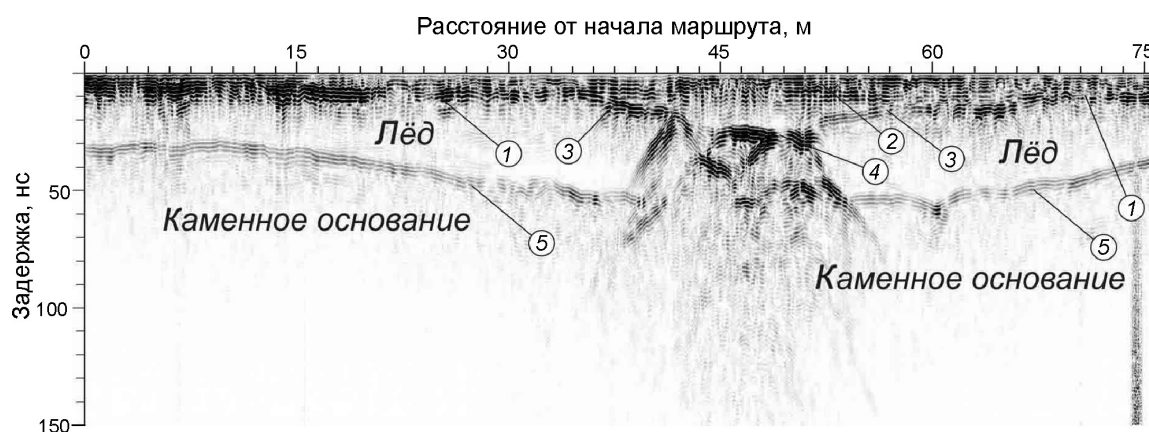


Рис. 3. Временной георадарный разрез по маршруту, выполненному на снежнике, где образовался проран. Отражение, сформированное границей раздела: 1 – снег–лёд; 2 – снег–фирн; 3 – фирн–лёд; 4 – фирн–каменное основание; 5 – лёд–каменное основание

Fig. 3. GPR time-section along a route made on a snowfield where a channel was formed

Reflections formed by: 1 – snow–ice interface; 2 – snow–firn interface; 3 – firn–ice interface; 4 – firn–bedrock interface; 5 – ice–bedrock interface

цы на временном разрезе. Слой льда, вероятно, мог сформироваться в результате перекристаллизации мелкозернистого снега в крупнокристаллический фирн и глетчерный лёд, быть «инфильтрационным», т.е. образованным за счёт повторного замерзания талой воды, поступающей с поверхности, или иметь смешанное происхождение.

В центральной части разреза отражение 1 переходит в 2. Сверху — по-прежнему снег, но внизу вместо льда, видимо, метаморфизованный снег, т.е. фирн. Он заполнил тоннель, выработанный в леднике озёрной водой за многие годы и заметенный в своё время снегом, который с течением времени претерпел трансформацию. Отражение 3 образовано границей между ним и льдом. В правой части оно менее контрастно. Это связано с тем, что талая вода, просочившись сквозь снег и фирн, стекла по наклонной ледяной стенке вниз, скопившись на нижней поверхности 4, увеличив её диэлектрическую контрастность. Диэлектрическая проницаемость между плотным фирном, претерпевшим неоднократный фазовый переход, и льдом незначительна, поэтому и граница 3 в правой части разреза слабоконтрастная. В левой части граница 3 более контрастна. Это связано, вероятно, с наличием талой воды, небольшое количество которой есть на поверхности льда. Границей 5 служит каменное основание, возможно перекрытое маломощными рыхлыми породами, например песком. На это указывают общая окружающая ситуация и отсутствие нижележащих границ. Чем является граница 4 — до конца не ясно. Авторы склоняются к тому, что её нижележащая часть сложена отдельными, возможно, смёрзшимися каменными блоками. Можно также предположить, что канал прорыва представляет собой так называемый «унаследованный» канал, который сформировался в понижении рельефа благодаря тому, что в этом месте происходит концентрация талой воды, стекающей внутри снежника. Накапливаясь, вода создаёт зону, наиболее уязвимую для прорыва.

Данные наблюдений, полученные в полевых условиях, позволили сформулировать феноменологическую модель прорыва оз. Прогресс следующим образом. До начала активного снеготаяния уровень воды в водоёме располагался достаточно низко и непроницаемый для воды лёд, расположенный в нижней части снежника, сдер-

живал водную массу. На справедливость этого утверждения указывают натурные наблюдения. При дальнейшем поступлении талой воды уровень в озере постепенно повышался. Достигнув снежно-фирновой толщи, вода начала медленно проникать в приповерхностный слой снежника, значительно увеличивая его влажность и расширяя зону фильтрации. Температура снега повысилась до температуры фазового перехода, после чего начали образовываться постепенно расширяющиеся микроканалы для стока воды. Самым благоприятным для прорыва участком оказался унаследованный канал стока, заполненный снежно-фирновым материалом, который хорошо прослеживается на георадарном профиле. Именно здесь происходили наиболее интенсивная фильтрация и накопление воды из-за тонких ледяных корок, играющих на первом этапе роль водоупора. Этот процесс длился до момента разрушения корок и быстрого сброса воды в канал. Затем поток устремился по уклону, промывая снежник до каменного основания (рис. 4). При этом расширение канала к концу участка обусловлено уклоном, увеличивающим скорость потока и, следовательно, его энергию.

Расчёт гидрографа прорыва по данным полевых наблюдений и с помощью математической модели

Характеристики прорывного паводка из оз. Прогресс (гидрограф стока, максимальный расход воды и продолжительность паводка) оценивали на основе данных натурных наблюдений и с использованием математического моделирования. При исследовании *на основе данных натурных наблюдений* для построения гидрографа стока расходы определяли по разности объёмов, рассчитанных на основе данных об измеренных уровнях вытекающей из озера воды, отнесённой ко времени истечения (каждые пять минут). Для этого по материалам полевых работ была составлена батиметрическая кривая (рис. 5). Сложность её построения заключалась в том, что глубины озера были измерены уже после его прорыва, когда уровень воды стал значительно ниже. Для восстановления данных съёмку глубин пришлось дополнить материалами о рельефе прибрежной территории. Цифро-

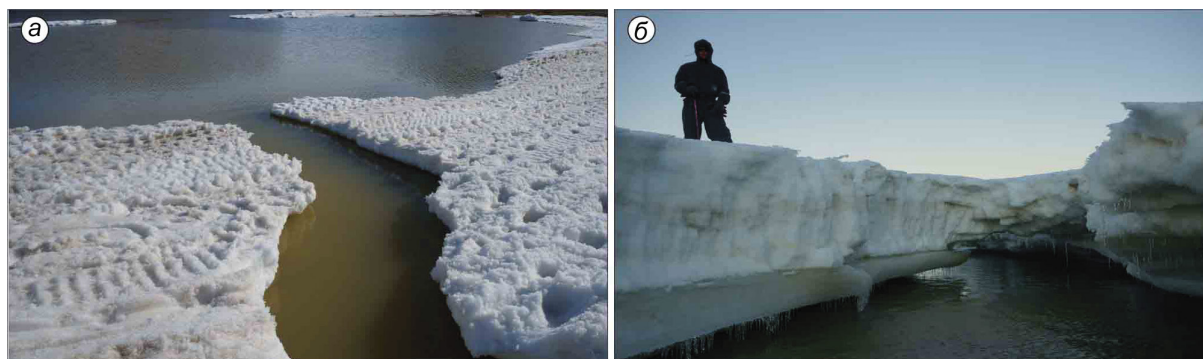


Рис. 4. Этапы развития канала прорыва из оз. Прогресс
Fig. 4. Stages of development of outburst channel from Lake Progress

вая модель (грид высот каменного основания) осушившейся придонной части была заимствована из результатов Международного проекта The Reference Elevation Model of Antarctica (REMA) [15]. Затем, в пределах озера, она была заменена постоянным значением, равным абсолютной высоте поверхности акватории после прорыва. После этого из последнего вычитался грид глубин оз. Прогресс. Так удалось построить схему его глубин до прорыва и определить его морфометрические характеристики.

Анализ полученного графика (рис. 6, а) показал, что примерно в течение 7 часов расход воды из озера был незначительным, что, вероятно, соответствует фазе начала активной фильтрации в снежно-фирновую толщу. В этот момент вода удерживалась снежно-фирновой толщей и накапливалась на ледяных прослойках, выполняющих роль водоупора. Затем расход воды резко увеличился, что можно интерпретировать как начало образования сквозного канала. Согласно данным наблюдений, максимальный расход сформировался через 7 ч 30 мин после начала истечения и достиг величины $5,4 \text{ м}^3/\text{с}$. Оценить полный объем паводка не удалось, поскольку через 9 часов после его начала, на фазе спада, детальные наблюдения за уровнем пришлось прервать по организационным причинам и возобновить их лишь спустя 11 часов. На этот момент (через 20 часов после начала прорыва) основной объем воды был уже сброшен через выработанный в снежнике тоннель, которой в последующем развился до полноценного русла (см. рис. 4), и наступила стабилизация уровня.

Гидрограф прорывного паводка рассчитывался также с применением математической модели,

предложенной Ю.Б. Виноградовым [16] и адаптированной для водоёмов, перекрытых ледниковым покровом [17]. Модель основана на численном решении системы уравнений, главное из которых описывает преобразование потенциальной энергии воды, обусловленной разностью уровней, в кинетическую энергию движущегося потока и тепловую. Последняя вызвана трением воды о стенки канала, что приводит к таянию и его постепенному расширению. Модель достаточно подробно изложена в работе [17]. Основное преимущество этой модели среди прочих имеющихся расчётных способов [18–21] состоит в том, что входные данные для моделирования можно получить в полевых условиях при выполнении стандартных по-

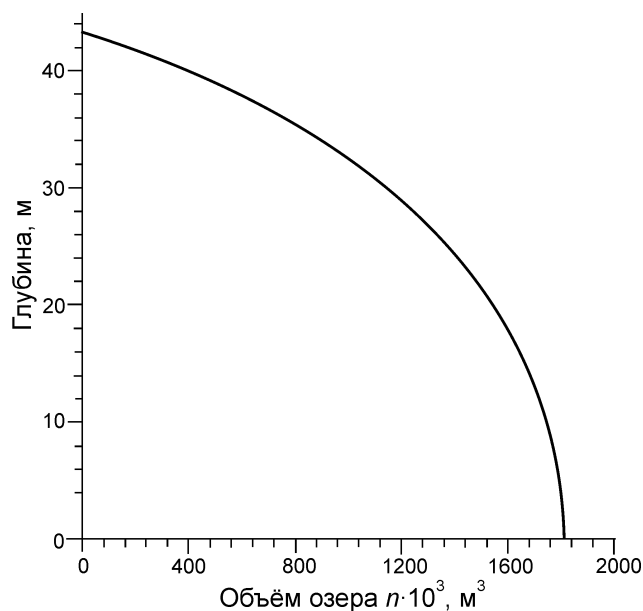


Рис. 5. Батиметрическая кривая оз. Прогресс
Fig. 5. The bathymetric curve of Lake Progress

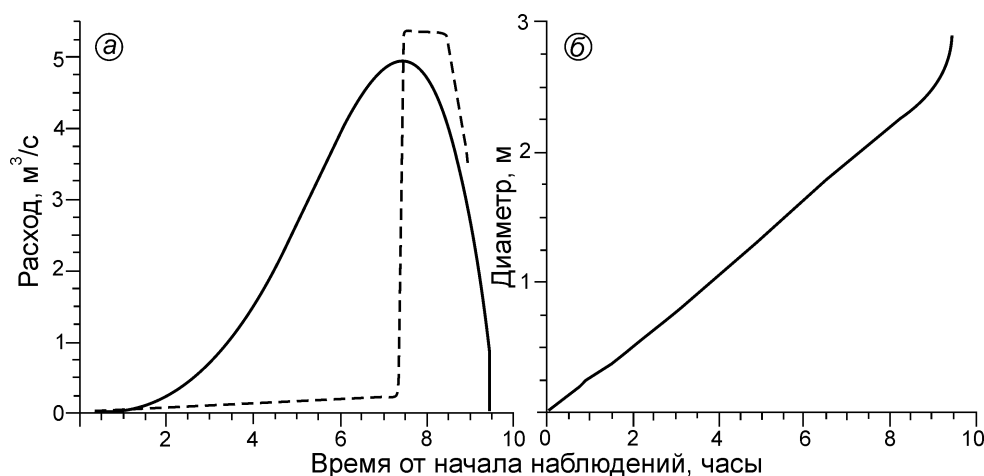


Рис. 6. Гидрографы прорывного паводка, построенные на основании наблюдений за уровнем воды (пунктирная линия) и математической модели (сплошная линия) (а); изменение диаметра канала во времени (б)
Fig. 6. Hydrographs of outburst flood based on water level in-situ measurements (dotted line) and hydrological model (solid line) (а); changing the diameter of the channel over time (б)

левых работ. В качестве исходной информации использованы: батиметрическая схема озера до прорыва, синтезированная в грид; разность отметок между точками входа в тоннель и выхода из него; длина тоннеля; температура воды в озере к моменту формирования прорыва, а также плотность и удельная теплоёмкость материала плотины. Результаты моделирования представлены в виде гидрографа прорывного паводка.

При анализе смоделированного гидрографа можно заметить, что он характеризуется плавной, но асимметричной формой, без резких изменений расхода воды (см. рис. 6, а). Максимальный расход воды составил $4,94 \text{ м}^3/\text{с}$ и был достигнут через 7 ч 25 мин после начала истечения. Диаметр канала достиг своего максимального значения к моменту окончания прорыва и составил 2,9 м, что хорошо согласуется с наблюдениями (см. рис. 6, б). Рассчитанный объём паводка — $76\,320 \text{ м}^3$. Видно, что время прохождения максимального расхода воды в случае смоделированного гидрографа и натурного согласуются между собой. Максимальные величины расходов отличаются друг от друга не более чем на 9%. Различия в объёмах стока и форме гидрографов могут быть объяснены тем, что в модели не учитываются время и объём аккумуляции озёрной воды в снежно-фирновой толще в результате процесса фильтрации. По этой причине на рассчитанном гидрографе наблюдается более быстрое и плавное нарастание значений.

По результатам сравнения модельных и полученных по наблюдённым данным гидрографов напрашивается вывод, что предложенную модель можно использовать для оценочных расчётов характеристик прорывных паводков через снежно-фирновые перемычки. Усовершенствование методики расчёта авторы видят в учёте при моделировании фильтрации озёрной воды в снежно-фирновую толщу. Полученные результаты, по нашему мнению, представляют собой первый шаг к разработке методики прогнозов прорывных явлений и рекомендаций для проведения и организации полевых работ в подобных условиях. Принимая во внимание внезапность самого процесса прорыва и нередко опасность измерения непосредственных расходов воды, на первое место выходят методы моделирования и мониторинга уровней режимов прорывоопасных озёр оазисов на стационарных постах.

Заключение

Выполненное исследование позволило впервые инструментально зафиксировать все этапы формирования прорывного паводка — от начала образования прорывного канала до завершения течения по нему. На основе измеренных уровней и расходов воды оценены максимальные расходы и время протекания процесса. Геофизические работы дали возможность судить о

структуре канала и высказать предположение о причинах и месте его формирования. Авторы настоящей работы получили редкую возможность сравнить данные модельных расчётов с результатами наблюдений за прохождением прорывного паводка в условиях Антарктиды. Сопоставление результатов показало, что, несмотря на недоучёт в математической модели процесса первоначального задержания воды снежно-фирновой толщей, она может быть использована для оценочных расчётов.

Благодарности. Авторы выражают благодарность своим коллегам Г.А. Дешевых, Е.В. Рыжовой, А.А. Сухановой за помощь в проведении полевых работ; начальнику станции Прогресс А.В. Воеводину за помощь в организации полевых исследований; А.В. Миракину за выполнение аэрофо-

тосъёмки; сотрудникам Института наук о Земле СПбГУ М.П. Кашкевич и ООО «ГеофизПоиск» В.И. Кашкевич за предоставленную геофизическую и геодезическую аппаратуру. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-05-00421.

Acknowledgments. The authors would like to thank our colleagues G. Deshevych, E. Ryzhova, A. Sukhanova, the chief of the Progress station A. Voevodin and other involved people who supported our fieldwork during the field season; A. Mirakin for air survey of the study area; M. Kashkevich and our colleagues from «GeophysPoisk» and Institute of Earth science SPSU who provided us with hydrological, geophysical and geodetic equipment. The work was supported by the Russian Foundation for Basic Research in the framework of the scientific project № 18-05-00421.

Литература

1. Симонов И.М. Оазисы Восточной Антарктиды. Л.: Гидрометеиздат, 1971. 176 с.
2. Александров М.В. Ландшафтная структура и картирование оазисов Земли Эндерби / Под ред. Е.С. Короткевича. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 152 с.
3. Сократова И.Н. Антарктические оазисы. Санкт-Петербург: ААНИИ, 2010. 274 с.
4. Боронина А.С., Четверова А.А., Попов С.В., Пряхина Г.В. Обзор потенциально прорывоопасных озёр и последствий прохождения их паводков в районах холмов Тала и Ларсеманн (Восточная Антарктида) // II Всерос. науч.-практ. конф. «Современные тенденции и перспективы развития гидрометеорологии в России», 5–7 июня 2019 г. Иркутск, 2019. С. 307–318.
5. Александров М.В., Козловский А.М. К исследованию озёр в окрестностях станции Молодёжной // Информ. бюл. САЭ. 1969. № 72. С. 34–40.
6. Вайгачев А.З. Прорыв ледяной «плотины» озера Лагерной // Информ. бюл. САЭ. 1965. № 54. С. 58–59.
7. Аверьянов В. Наводнение на станции Новолазаревской // Информ. бюл. САЭ. 1965. № 52. С. 53–74.
8. Дворников Ю.А., Евдокимов А.А. Научно-технический отчёт по программе гидроэкологических исследований на станции Прогресс в сезонный период 62-й РАЭ. СПб.: Фонды ААНИИ, 2017. 50 с.
9. Popov S.V., Pryakhin S.S., Bliakharskii D.P., Pryakhina G.V., Tyurin S.V. Vast ice depression in Dalk Glacier.

References

1. Simonov I.M. *Oazisy Vostochnoy Antarktidy*. Oases of East Antarctica. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1971: 176 p. [In Russian].
2. Aleksandrov M.V. *Landshaftnaya struktura i kartirovanie oazisov Zemli Enderbi*. The landscape structure and mapping of oases of the Earth Enderby. Ed. E.S. Kороткеvich. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1985: 152 p. [In Russian].
3. Sokratova I.N. *Antarkticheskie oazisy*. Antarctic oases. St. Petersburg: AANII, 2010: 274 p. [In Russian].
4. Boronina A.S., Chetverova A.A., Popov S.V., Pryakhina G.V. Overview of potentially outburst lakes and the consequences of floods in the Hills of Tala and Larsemann (East Antarctica). *II Vserossiyskaya nauchno-prakticheskaya konferentsiya «Sovremennye tendentsii i perspektivy razvitiya gidrometeorologii v Rossii», 5–7 iyunya 2019 g.* Proc. of the II All-Russian Scientific and Practical Conference «Modern Trends and Prospects for the Development of Hydrometeorology in Russia», June 5–7, 2019. Irkutsk, 2019: 307–318. [In Russian].
5. Aleksandrov M.V., Kozlovskiy A.M. On the study of lakes in the vicinity of Molodezhnaya station. *Inform. byul. Sovetskoy antarkticheskoy ekspeditsii*. Inform. bull. Soviet Antarctic expedition. 1969, 72: 34–40. [In Russian].
6. Vaigachev A.Z. Outburst of the ice «dam» of Lake Lagernoye. *Inform. byull. Sovetskoy antarkticheskoy ekspeditsii*. Inform. bull. Soviet Antarctic expedition. 1965, 54: 58–59. [In Russian].
7. Averyanov V. Flood at Novolazarevskaya station. *Inform. byull. Sovetskoy antarkticheskoy ekspeditsii*. Inform. bull. Soviet Antarctic expedition. 1965, 52: 53–74. [In Russian].
8. Dvornikov Yu.A., Evdokimov A.A. *Nauchno-tekhnicheskii otchyot po programme gidroekologicheskikh issledovaniy na stantsii Progress v sezonnyi period 62 RAE*. Scientific report on the hydroecological studies at the Progress station in the seasonal period 62 RAE. Sci-

- cier, East Antarctica // *Ice and Snow*. 2017. V. 57. № 3. P. 427–432. doi: 10.15356/2076-6734-2017-3-427-432.
10. Antarctic Xiehe Peninsula orthophoto. Scale 1:4000. Heilongjiang Polar Engineering Center of Surveying & Mapping and Heilongjiang Institute of Geomatics Engineering. China, 2006.
11. Larsemann Hills. Princess Elizabeth Land. Antarctica. Satellite image map. Edition 3. Map number 14241, Scale 1:25 000. Australian Antarctic Division, 2015.
12. Боронина А.С., Попов С.В., Пряхина Г.В. Гидрологическая характеристика озёр восточной части полуострова Брокнес, холмы Ларсеманн, Восточная Антарктида // *Лёд и Снег*. 2019. Т. 59. № 1. С. 39–48. doi: 10.15356/2076-6734-2019-1-39-48.
13. Попов С.В., Боронина А.С. Программное обеспечение для обработки данных тахеометрической съёмки // *Геодезия, картография, геоинформатика и кадастры*. Наука и образование. Сб. материалов III Всерос. науч.-практ. конф. 6–8 ноября 2019 г. СПб., 2019. С. 258–263.
14. Григорьева С.Д., Четверова А.А., Рыжова Е.В., Дешевых Г.А., Попов С.В. Гидрологические и геофизические инженерные изыскания в районе станции Прогресс (оазис холмы Ларсеманн, Восточная Антарктида) в сезон 64-й РАЭ // *Российские полярные исследования*. 2019. № 2. С. 23–28.
15. Howat I.M., Porter C., Smith B.E., Noh M.-J., Morin P. The reference elevation model of Antarctica // *Cryosphere*. 2019. № 13. P. 665–674. doi: 10.5194/tc-13-665-2019.
16. Виноградов Ю.Б. Метод расчета гидрографа паводка при прорыве подпруженного ледником озера // *Селевые потоки*. 1976. Сб. 1. С. 138–153.
17. Попов С.В., Пряхина Г.В., Боронина А.С. Оценка расхода воды в процессе развития прорывного паводка ледниковых и подледниковых водоёмов // *Криосфера Земли*. 2019. Т. XXIII. № 3. С. 25–32. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2019-3(25-32).
18. Nye J.F. Water flow in glaciers: jökulhlaups, tunnels, and veins // *Journ. of Glaciology*. 1976. V. 17. № 76. P. 181–207.
19. Björnsson H. Jökulhlaups in Iceland: prediction, characteristics and simulation // *Annals of Glaciology*. 1992. V. 16. P. 95–106. doi: 10.3198/1992AoG16-1-95-106.
20. Clarke G.K.C. Hydraulics of subglacial outburst floods: New insights from the Spring-Hutter formulation // *Journ. of Glaciology*. 2003. V. 49. № 165. P. 299–314. doi: 10.3189/172756503781830728.
21. Fowler A.C. Dynamics of subglacial floods // *Proc. Royal Society. A. Mathematical Physics. Engineering Sciences*. 2009. V. 465. № 2106. P. 1809–1828.
- entific and technical report on the program of hydroecological research at Progress station in the seasonal period of the 62nd RAE. St. Petersburg: AARI Funds, 2017: 50 p. [In Russian].
9. Popov S.V., Pryakhin S.S., Bliakharskii D.P., Pryakhina G.V., Tyurin S.V. Vast ice depression in Dalk Glacier, East Antarctica. *Ice and Snow*. 2017, 57 (3): 427–432. doi: 10.15356/2076-6734-2017-3-427-432.
10. Antarctic Xiehe Peninsula orthophoto. Scale 1:4000. Heilongjiang Polar Engineering Center of Surveying & Mapping and Heilongjiang Institute of Geomatics Engineering. China, 2006.
11. Larsemann Hills. Princess Elizabeth Land. Antarctica. Satellite image map. Edition 3. Map number 14241, Scale 1:25 000., Australian Antarctic Division, 2015.
12. Boronina A.S., Popov S.V., Pryakhina G.V. Hydrological characteristics of lakes in the eastern part of the Broknes Peninsula, Larsemann Hills, East Antarctica. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2019, 59 (1): 39–48. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2019-1-39-48.
13. Popov S., Boronina A. Software for processing data of tachometric survey. *Geodeziya, kartografiya, geoinformatika i kadastry*. Nauka i obrazovanie. Sb. materialov III Vseros. nauch.-praktich. konf. 6–8 noyabrya 2019 g. Software for processing data of tachometric survey. Geodesy, cartography, geoinformatics and cadastre. Abstracts of the III Russian conf. on applied science. November 6–8, 2019. St. Petersburg, 2019. P. 258–263.
14. Grigoryeva S.D., Chetverova A.A., Ryzhova E.V., Desevye G.A., Popov S.V. Hydrological and geophysical engineering surveys in the vicinity of Progress Station (an oasis on the Larsemann Hills, East Antarctica) in the season of the 64th RAE. *Rossiyskie polyarnye issledovaniya*. Russian Polar Research. 2019, 2: 23–28. [In Russian].
15. Howat I.M., Porter C., Smit B.E., Noh M.-J., Morin P. The Reference Elevation Model of Antarctica. *Cryosphere*. 2019, 13: 665–674.
16. Vinogradov Yu.B. The method for calculating the flood hydrograph during the break of a lake dammed with glacier. *Selevye Potoki*. Mudflows. 1976, 1: 138–153. [In Russian].
17. Popov S.V., Pryakhina G.V., Boronina A.S. Estimation of water discharge during development of glacial and subglacial outburst floods. *Earth's Cryosphere*. 2019, XXIII (3): 20–26. doi: 10.21782/EC2541-9994-2019-3(20-26).
18. Nye J.F. Water flow in glaciers: jökulhlaups, tunnels, and veins. *Journ. of Glaciology*. 1976, 17 (76): 181–207.
19. Björnsson H. Jökulhlaups in Iceland: prediction, characteristics and simulation. *Annals of Glaciology*. 1992, 16: 95–106.
20. Clarke G.K.C. Hydraulics of subglacial outburst floods: New insights from the Spring-Hutter formulation. *Journ. of Glaciology*. 2003, 49 (165): 299–314.
21. Fowler A.C. Dynamics of subglacial floods. *Proc. Royal Society. A. Mathematical Physics. Engineering Sciences*. 2009, 465 (2106): 1809–1828.

Волновые структуры в ледяном поле и их влияние на прочность солёного льда© 2020 г. В.П. Елифанов^{1*}, К.Е. Сазонов^{2,3}¹Институт проблем механики имени А.Ю. Ишлинского РАН, Москва, Россия; ²Крыловский государственный научный центр, Санкт-Петербург, Россия; ³Санкт-Петербургский морской технический университет, Санкт-Петербург, Россия
*evp@ipmnet.ru**Wave structures in the ice field and influence of them on the strength of salt ice**V.P. Epifanov^{1*}, K.E. Sazonov^{2,3}¹Ishlinsky Institute for Problems in Mechanics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia;
²Krylov State Research Center, St. Petersburg, Russia; ³Saint-Petersburg State Maritime Technical University, St. Petersburg, Russia
*evp@ipmnet.ru

Received May 19, 2020 / Revised July 13, 2020 / Accepted September 9, 2020

Keywords: *dynamic metamorphism, ice field, interference, local hardness, spatial-temporal variability.***Summary**

The heterogeneity of the strength of the ice field of the dynamic type of formation with an area of 800 m² was investigated in time and space. It is shown that stationary periodic wave structures are formed in a closed volume of an ice field lying on the surface of a liquid in a rectangular basin. In a case of absence of any external influences, the dominant source of elastic waves in the ice is the coherent radiation of them on freezing of water, i.e. the ice field itself. Another wave structures, i.e. standing waves, form secondary ice textures in the ice field with diminished strength. Local hardness of ice was chosen as the criterion of strength. The recurrence of local hardness values as a function of coordinates of the measurement points in the longitudinal and transverse profiles of the ice field was determined. The hardness values vary from 40 to 60% with an axial force measurement error of 5%. The experimental relations are approximated by periodic curves, in which the maxima and minima of local hardness correlate with the nodes and antinodes of standing waves, respectively. The decrease in local ice hardness in the secondary textures is explained by high-frequency dynamic metamorphism. The wavelengths corresponding to bending-gravitational and longitudinal waves are identified, with the interference of which stationary periodic wave structures are formed. A similar regularity of changes in local hardness was revealed also in a river ice. The results obtained allow us to consider nonlinear wave phenomena as one of the factors controlling the spatial-temporal variability of the ice strength characteristics.

Citation: Epifanov V.P., Sazonov K.E. Wave structures in the ice field and influence of them on the strength of salt ice. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2020. 60 (4): 623–636. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673420040066.

Поступила 19 мая 2020 г. / После доработки 13 июля 2020 г. / Принята к печати 9 сентября 2020 г.

Ключевые слова: *динамический метаморфизм, интерференция, ледяное поле, локальная твёрдость, пространственно-временная изменчивость.*

Установлено, что в ледяном поле динамического типа формирования под действием стоячих волн образуются стационарные периодические волновые структуры. Определены масштабы таких структур. Изменение локальной твёрдости объясняется высокочастотным динамическим метаморфизмом льда в зонах пучностей стоячих волн. Показано, что источником упругих колебаний может быть когерентное излучение упругих волн при замораживании воды. Формирование аналогичных волновых структур в природном льде подтверждено полевыми измерениями твёрдости в речном ледяном покрове. Нелинейные волновые явления рассматриваются как один из факторов пространственно-временной изменчивости прочностных характеристик льда.

Введение

В течение длительного времени волновой метаморфизм льда как совокупность деформационных структурно-текстурных его изменений в ледяном покрове остаётся объектом научных исследований, например [1–4]. В лаборатор-

ных условиях также пытались анализировать формирование текстур льда с малой динамической вязкостью под действием волн конечной амплитуды, включая физическое моделирование движения льда в придонных слоях ледников [5]. Однако до сих пор недостаточно изучены вопросы, связанные с влиянием ре-

зонансных явлений на пространственную изменчивость прочностных свойств льда, а также сценарии влияния импульсов напряжений или волн на процесс разрушения ледяного поля. Логическое продолжение исследований волнового метаморфизма льда — физическое моделирование формирования ледяных полей и прямое исследование их пространственно-временных прочностных характеристик.

Постановка задачи исследований

Цель настоящей работы — изучение влияния волновых процессов на прочность природного льда в частично замкнутых объёмах. Необходимо было установить признаки, характеризующие повторяемость волновых движений, и определить результаты этих движений. Концепция исследования состоит в том, что из-за неизбежных случайных толчков в ледяном поле присутствуют малые собственные колебания, которые вызывают параметрический резонанс, действие которого проявляется в локальном повышении пластичности льда. Индикаторами волновых процессов при этом становятся вторичные текстуры льда. Для замкнутого объёма простой формы, например ледового бассейна в виде прямоугольного параллелепипеда, повторяемость волновых движений будет проявляться в периодичности вторичных текстур, соответствующих чередованию пучностей и узлов стоячих волн. В качестве объекта исследования выбран солёный лёд — материал, имеющий практическую значимость и заведомо обеспечивающий большой эффект ввиду низкого модуля. Сначала была исследована пространственно-временная изменчивость прочностных свойств ледяного поля в ледовом бассейне. В качестве критерия прочности выбрана локальная твёрдость, которая многократно определяется в продольных и поперечных профилях ледяного поля. Применялся комплексный подход, основанный на акустико-механическом методе. Эта часть исследований выполнялась в Крыловском государственном научном центре (Санкт-Петербург) [6]. Затем достоверность формирования волновых текстур проверялась в условиях естественного залегания на речном льде (река Десна под Москвой).

Предмет исследования, методики и аппаратура

В качестве представительного объекта исследований выбрано ледяное поле моделированного льда в ледовом бассейне Крыловского государственного научного центра [6] площадью 800 м^2 (длина ледяного поля 80 м, ширина 10 м). С двух сторон по периметру оно приморожено к твёрдым вертикальным стенкам и к одной торцевой (наклонной) стенке бассейна. Бассейн прямоугольной формы на 80% (64 м) длины заполнялся водой до уровня 2 м, а оставшаяся часть (16 м) заполнялась до уровня 4 м. Моделированный лёд готовился путём «засева» ледяными гранулами водной поверхности воды. Для этого холодная солёная вода распылялась в атмосфере ледового бассейна при температуре воздуха $-20 \div -25 \text{ }^\circ\text{C}$ [6]. Осевшие на поверхность воды ледяные частицы со средним диаметром 0,5 мм «спекались» и формировали ледяной каркас, подобный снегу. Такой лёд, по классификация Н.В. Черепанова [7], соответствует льду типа В9. Солёность воды составляет 13,2 ‰, льда — 6,7 ‰. Прочность моделированного льда на изгиб — 18 кПа, на сжатие — 38 кПа, модуль деформации $E = 22 \text{ МПа}$, средняя плотность — 930 кг/м^3 (приведены средние значения); толщина льда — от 40 до 53 мм. С методической точки зрения такие свойства льда, как низкий модуль упругости и высокая гомологическая его температура (0,95), а также остаточные напряжения, возникающие при формировании ледяного поля, наиболее соответствуют выполнению поставленной задачи исследования.

Твёрдость моделированного льда измеряли с помощью портативного пенетromетра, снабжённого крестообразным наконечником [8]. Наконечник такой формы имеет высокую чувствительностью к структуре, поскольку при миделевом сечении $2,5 \text{ см}^2$ имеет рабочую поверхность $72,8 \text{ см}^2$ и при измерениях контактирует с большим количеством ледяных кристаллов. Синхронно с измерениями твёрдости регистрировали параметры акустической эмиссии. Число измерений локальной твёрдости в продольных и поперечных профилях ледяного поля было достаточным для построения аппроксимирующей функции, характеризующей пространственную неоднородность прочности ледяного поля (до 125 точек на кривую). Структура льда определялась по шлифам

в поляризованном свете. В условиях залегания количественное исследование микроструктуры льда выполняли с помощью акустических методов: акустической эмиссии и импульсно-фазового. Комплексный подход позволяет связать микроструктуру льда и акустические характеристики с макромеханикой льда. Акустические параметры отражают изменение структуры льда в интегральном виде, поэтому их связь с микроструктурой даётся в виде простых уравнений без потери достоверности. Методики измерений и используемая аппаратура приведены в работе [8].

Результаты исследований

Типичная зависимость локальной твёрдости льда от координаты точек измерений *в поперечном* профиле ледового бассейна представлена периодической кривой 1 на рис. 1. Вариации твёрдости составляют $43 \pm 2\%$ в интервале от 26 до 60 кПа при ошибке измерений осевой силы 5%. Локальная твёрдость σ_T определялась путём измерения осевой силы P , которая воздействует на наконечник с миделевым сечением $S = 2,5 \text{ см}^2$, и рассчитывалась по формуле $\sigma_T = P/S$. Периодическое чередование минимумов и максимумов на кривой 1 (см. рис. 1) указывает на волновую природу изменения прочностных свойств льда. Поскольку в поперечном профиле ледяное поле ограничено плоскими параллельными стенками бассейна, при нормальном падении бегущей волны на границу раздела соприкасающихся сред (льда и бетона) возникает стоячая волна. Условия формирования стоячей волны определяются отношением волновых сопротивлений бетона $\rho_k V_k$ и льда $\rho_0 V_0$:

$$m_{0k} = (\rho_k V_k) / (\rho_0 V_0) = (1800 \cdot 3770) / (980 \cdot 3800) = 1,8. \quad (1)$$

Согласно рассчитанному по соотношению (1) значению величины m_{0k} , границу раздела лёд–бетон нельзя считать ни абсолютно жёсткой, ни абсолютно податливой. Часть упругой энергии отразится от стенки бассейна и в виде отражённой волны наложится на падающую волну. В результате в ледяном поле сформируется стоячая волна, а во льду будет наблюдаться сочетание стоячей и бегущей волн.

Поскольку, согласно экспериментальным данным (кривая 1 на рис. 1), вблизи стенок наб-

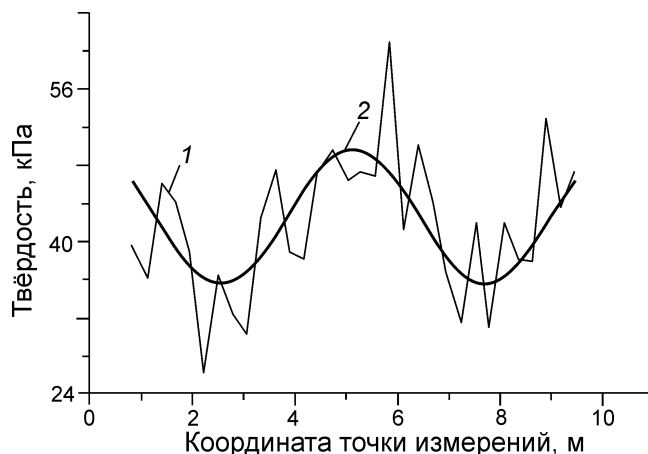


Рис. 1. Зависимость твёрдости льда от координаты точки измерений в профиле по ширине ледового бассейна: 1 — экспериментальная кривая; 2 — аппроксимация

Fig. 1. Dependence of ice hardness on the coordinate of the measurement point in the profile along the width of the ice pool:

1 — experimental curve; 2 — approximation

людается максимум локальной твёрдости и эти максимумы на кривой соответствуют узлам скоростей стоячей волны (лёд приморожен к стенке), максимальное уменьшение прочностных характеристик льда следует ожидать в пучностях скоростей стоячей волны. Отметим, что энергия колебаний стоячей волны локализована между соседними пучностями давления и скорости. Именно в объёмах с характерным размером $\lambda/2$ происходит переход из упругой (потенциальной) в кинетическую энергию и обратно. Из-за локализации циклических деформаций происходит накопление дислокаций и уменьшение локальной твёрдости (усталостное разупрочнение).

Сравнение экспериментальных зависимостей локальной твёрдости от точек измерений, полученных для поперечных профилей на разных длинах бассейна, позволяет сделать вывод, что плоскости узловых линий параллельны стенкам бассейна. Данный экспериментальный факт подтверждает также формирование стоячей волны между стенками бассейна. Проведённые эксперименты говорят о волновой природе изменений прочностных свойств льда и конкретизируют её функциональную структуру, характерную для стоячей волны. Таким образом, экспериментальная кривая локальной твёрдости (кривая 1 на рис. 1) представляет собой зеркальное отражение узлов и пучностей стоячей волны.

Стоячая волна, как колебания с периодически изменяющейся амплитудой и с характерным пространственным чередованием узлов и пучностей, образуется в результате сложения (интерференции) волн. В рассматриваемом случае плоская стоячая волна формируется внутри ледяного поля между твёрдыми боковыми стенками бассейна. Если ледяное поле приморожено к идеально твёрдой стенке, то на ней образуются узел скорости и пучность перепада давления. При сложении падающей и отражённой волн, имеющих одинаковые амплитуды A_0 , частоты и длины волн λ , смещение χ в результирующей (стоячей) волне записывается в виде следующего уравнения:

$$\chi = (2A_0|\sin(2\pi x/\lambda)|)\cos\omega t, \quad (2)$$

где ω — циклическая частота; x , t — переменные значения соответственно длины и времени.

Поскольку расстояние между соседними узлами или пучностями равно $\lambda/2$, по экстремумам на кривой 1 рис. 1 определяется длина волны λ , а уравнение (2) может быть использовано для аппроксимации полученной экспериментальной зависимости. При жёстком креплении ледяного поля к стенкам бассейна смещение и скорость на границе равны нулю, фазы смещения и скорости меняются на 180° , а коэффициент отражения определяется из соотношения

$$R_{k0} = (m_{00} - 1)/(m_{kk} + 1) = 0,8/2,8 = 0,29. \quad (3)$$

Для условий эксперимента, согласно уравнению (3), в лёд возвращается около 30% энергии падающей волны. Поскольку при отражении волн от границ контакта льда со стенкой бассейна неизбежны потери энергии, амплитуда отражённой волны оказывается меньше амплитуды падающей волны. Соответственно в узлах амплитуда стоячей волны уменьшается не до нуля, а до некоторого минимального значения, причём незатухающие стоячие волны могут существовать в ледяном поле только при наличии источников упругих волн, которые должны компенсировать потери энергии.

Условно выделены два типа источников упругих волн — внешние и внутренние. К внешним относятся колебания, создаваемые движущейся тележкой, и периодические нагрузки, связанные с осаджением замёрзших капель воды, включая источники внешних шумов. Под внутренними источниками понимается коге-

рентное излучение упругих волн при послойном намораживании льда, а также при контактном взаимодействии льда со стенками бассейна в процессе замораживания воды (включая термические напряжения).

Текстура моделированного льда формируется в результате совместного влияния квазистатических и динамических напряжений. Динамические напряжения возникают при распространении во льду упругих волн. В стоячей волне они локализованы в ограниченных объёмах льда (между соседними пучностями давления и скорости), в которых и происходят деформационные изменения структуры. Именно условия, возникающие при переходе потенциальной энергии колебаний стоячей волны в кинетическую, оказываются определяющими для реализации дислокационного метаморфизма льда. Возникшие в этих объёмах льда изменения структуры «замораживаются» и рассматриваются как новый элемент текстуры ледяного поля. Квазистатические напряжения возникают во льду уже при фазовом переходе воды, например, при её послойном замораживании. Кроме напряжений, которые развиваются внутри образующегося слоя льда, усиливающее влияние на механизм воздействия упругих волн и на структуру моделированного льда оказывают также термические напряжения, особенно в условиях бокового стеснения. Влияние остаточных напряжений на накопление деформационных дефектов и механизм рекристаллизации — предмет дальнейших исследований.

Таким образом, каждое значение измеренной твёрдости представляет собой реплику локальной прочности льда, структура которой сформировалась под бóльшим или меньшим воздействием стоячей волны. *Минимальная твёрдость льда* соответствует пучностям стоячей волны. Именно здесь динамическая вязкость льда уменьшается, а следовательно, снижается и его твёрдость (механизм динамической рекристаллизации) [5]. Напротив, *максимальное значение твёрдости* отвечает области узловой точки стоячей волны, в которой скорость деформации минимальна. Чередование максимумов и минимумов на экспериментальной кривой 1 рис. 1 — результат накопления деформационных дефектов в характерных объёмах льда. Медленное изменение амплитуды кривой 1 на рис. 1 обусловлено модуляцией, т.е. наложением, по край-

ней мере, двух колебаний – несущей и модулирующей частоты. По расстоянию между двумя соседними максимумами на экспериментальной кривой 1 определена длина волны $\lambda = 2$ м (продольная волна). В результате аналогичной процедуры с модулирующей волной (кривая 2) установлена длина волны $\lambda = 5$ м (изгибно-гравитационная волна). Изгибно-гравитационная волна длиной $\lambda = 5$ м (кривая 2) модулирует продольную волну длиной $\lambda = 2$ м (кривая 1) с глубиной модуляции около 0,2. Обычно для исследования волновых процессов с такой длиной волны в качестве датчиков применяют геофоны. В рассматриваемом случае использовано свойство льда сохранять в «замороженном» виде вторичную текстуру льда, которая сформировалась в узлах и пучностях стоячей волны и проявляется в периодической зависимости локальной твёрдости льда от координаты точек измерений.

Независимое подтверждение такой интерпретации выделенных длин волн – оценка фазовой скорости продольной волны. Согласно Д.Е. Хейсину [9], при толщине плавающего льда много меньше длины волны $h \ll \lambda$ фазовая скорость записывается в виде

$$V = b \{ \rho_0 (k_0 h)^3 (3(\rho_a + \rho_0 k_0 h))^{-1} [1 - (a/b)^2] \}^{1/2}, \quad (4)$$

где $h = 0,041$ м; $a = (22 \text{ МПа}/930 \text{ кг/м}^3)^{1/2} = 153,8 \text{ м/с}$ и $b = 0,65 a = 100 \text{ м/с}$ – соответственно скорости продольных и сдвиговых волн; ρ_0 , ρ_a – соответственно плотности льда и воды; $k_0 = 2\pi/\lambda$ – волновое число.

Подставляя в формулу (4) значения величин, соответствующие обозначениям, находим фазовую скорость распространения $V = 12,8 \text{ м/с}$ и частоту колебаний $f = V/\lambda = 6,4 \text{ Гц}$. Рассчитанные значения фазовой скорости не противоречат опубликованным в работе [4]. Близкая частота колебаний 5 Гц зарегистрирована в спектре контактного разрушения при пенетрации льда. В рассматриваемом случае необратимые изменения структуры льда под действием энергии акустической волны происходят в основном в результате комбинированного воздействия конечной амплитуды колебаний и статических напряжений. Отметим, что остаточные локальные напряжения присутствуют во льду с момента замораживания воды. Подтверждение этому – визуально наблюдаемые трещины на больших толщинах природного ледяного покро-

ва, например, на оз. Байкал. Дополнительный локальный нагрев в пучностях стоячей волны способствует уменьшению зернограницного трения, снижению предела текучести и увеличению пластичности. Можно ожидать, что максимальная эффективность этих факторов проявится на стадиях кристаллизации воды и формирования каркаса ледяного поля.

Для выявления основных закономерностей формирования волновых структур и их влияния на прочность ледяного поля была выполнена серия экспериментов. В отличие от предыдущих экспериментов *измерения* локальной твёрдости *выполнялись в продольных профилях ледяного поля* на разном удалении от стенок бассейна и *в разные промежутки времени* после «засева». Такая постановка процедур измерений локальной твёрдости предполагала получить ответ на вопросы, как во времени происходит накопление деформационных дефектов и какой фактор можно считать доминирующим в эволюции деформационных дефектов. Первоначально предполагалось, что к основным источникам волн относятся технологические вибрации и движущаяся нагрузка, создаваемая массой осаждающихся ледяных гранул. Эксперименты показали (рис. 2), что ледяной каркас образуется постепенно, но процесс его формирования начинается сразу, как только гранулы льда касаются свободной поверхности воды. По данным измерения локальной твёрдости и фотосъёмки микрошлифов условно выделены два этапа формирования ледяного каркаса.

Первый этап. Выполненные через 1 ч после приготовления поля моделированного льда измерения локальной твёрдости (кривая 2 на рис. 2) показали, что твёрдость льда достигла своего «половинного» значения. Однако акустические свойства льда и условия на границе его контакта со стенками бассейна продолжают непрерывно меняться, соответственно смещаются положения максимумов и минимумов стоячей волны. Поэтому чёткие контуры вторичных текстур льда не успевают сформироваться. Отметим, что дальнейшее образование ледяного поля (процесс спекания замёрзших капель воды и метаморфизм льда) происходило без воздействия «внешних» факторов, например, технологической вибрации и движущейся нагрузки. Поскольку процесс вторичного метаморфизма продолжал-

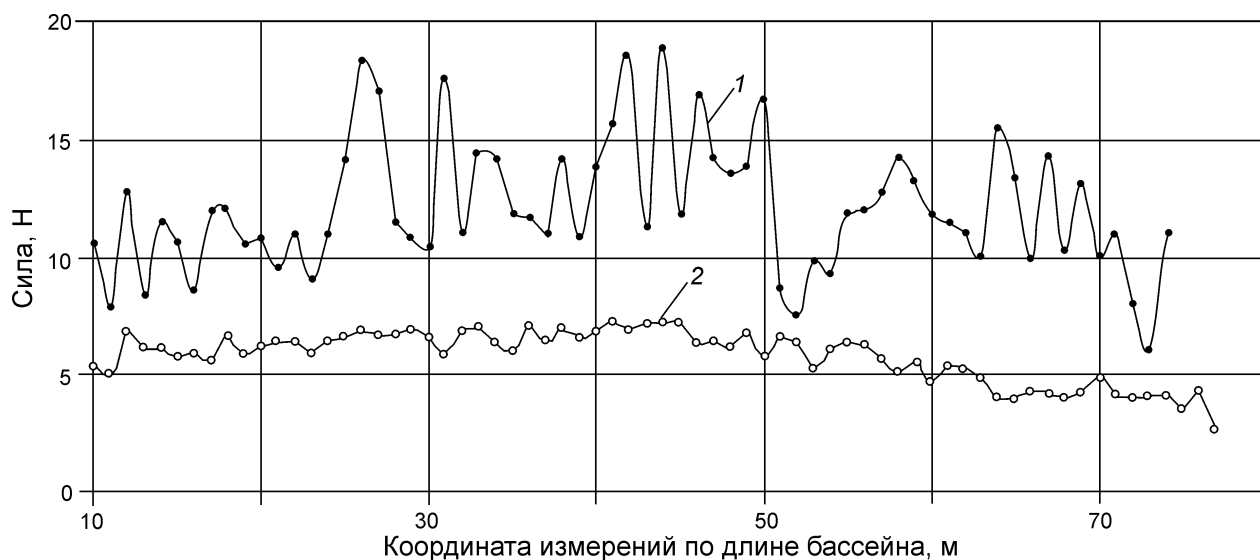


Рис. 2. Зависимость силы сопротивления солёного льда внедрению крестообразного наконечника от координаты измерений:

1 — по данным измерений, выполненных через 20 ч; 2 — по данным измерений, выполненных в течение часа после «засева»

Fig. 2. The dependence of the resistance force of salt ice to the introduction of a cruciform tip on the coordinate of measurements:

1 — according to measurements taken after 20 hours and 2 — within an hour after «seeding»

ся при отсутствии внешних вибраций, источник колебаний должен был находиться внутри ледяного поля. Такой источник, по-видимому, когерентное излучение упругих волн при замораживании воды, т.е. само ледяное поле [10].

Второй этап. Через 20 ч после «засева» (кривая 1 на рис. 2) влияние «внутренних» факторов проявилось в полной мере, а время оказалось достаточным для завершения формирования волновой картины прочностных свойств ледяного поля. Это, однако, не означает, что на первом этапе формирования ледяного каркаса влияние волновых структур не проявлялось. Напротив, половинная прочность ледяного каркаса была достигнута уже к первому часу и происходила под волновым воздействием, но акустические свойства ледяного каркаса и условия на границе контакта непрерывно менялись. Такая лабильность условий и свойств не позволила локализоваться дефектам. Необходимая для этого стабильность свойств и условий была достигнута только на втором этапе формирования ледяного каркаса, и картина такого влияния проявилась в полной мере (кривая 1 на рис. 2).

Анализ рис. 2 показывает, что необходимое условие для завершения формирования волновой структуры в ледяном поле — примора-

живание льда к бортам бассейна. Кроме того, необходимы два достаточных условия: первое — присутствие источника гармонических колебаний; второе — напряжённое состояние льда. Как показал эксперимент, эти условия взаимосвязаны. Под завершённостью здесь понимается формирование не только жёсткого ледяного каркаса, его способность сохранять вторичную текстуру, но и установление адгезионного контакта со стенками бассейна. Отметим, что жёсткость ледяного каркаса и степень его примерзания к стенкам бассейна определяют волновую структуру и эффективность её влияния на локальную твёрдость и прочность льда.

Исследования микрошлифов моделированного льда непосредственно по месту залегания на разных этапах подготовки ледяного поля показали, что образование ледяного каркаса сопровождается замораживанием воды между ледяными гранулами. Замораживание изменяет условия не только на границе контакта льда со стенками бассейна, но и в ледяном поле (расширение льда, нормальные напряжения и излучение когерентных колебаний). Дальнейшие микроскопические исследования текстур формирующегося льда планируется проводить в направлении совершенствования методики их визуализации.

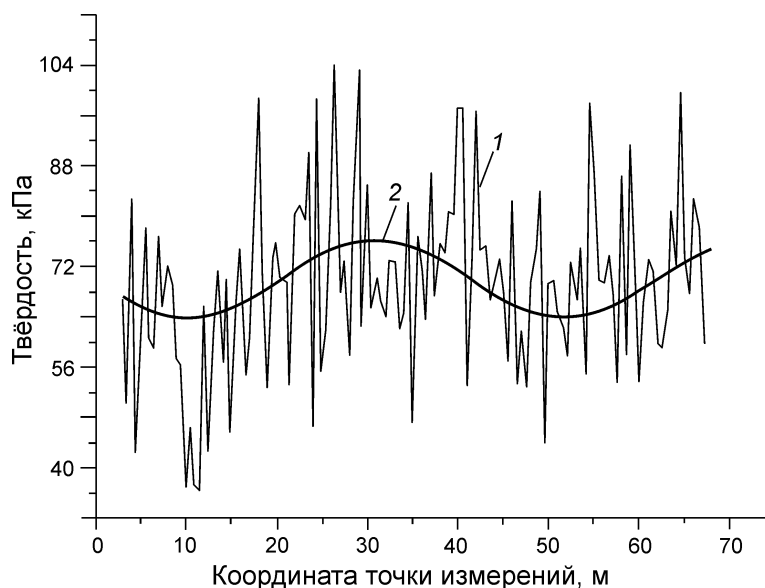


Рис. 3. Зависимость твёрдости от координаты точки измерений вдоль ледового бассейна:
1 – экспериментальная кривая; 2 – аппроксимация (модулирующая волна)

Fig. 3. The dependence of hardness on the coordinate of the measurement point along the ice pool:
1 – experimental curve; 2 – approximation (modulating wave)

Метод пенетрации оказался более «чувствительным» к формированию вторичных текстур, чем работа со шлифами в поляризованном свете.

Напряжения, возникающие при замораживании воды, вызывают локальные деформационные изменения структуры льда, сопровождающиеся излучением упругих волн. В результате возникают волновые структуры, которые, в свою очередь, формируют «замёрзшие волны» в ледяном поле. Комплексное воздействие этих факторов изменяет текстуру ледяного каркаса по всей его толщине и отражается в локальной неоднородности, проявляющейся в профилях макроскопических характеристик прочности льда, оцениваемой по его твёрдости. На этой стадии формирования ледяного поля внутренний источник излучения оказывает доминирующее влияние, что подтверждает кривая 2 на рис. 2.

Интервал значений локальной твёрдости моделированного льда зависит, при прочих равных условиях, от режима замораживания, толщины ледяного поля и температуры воздуха. Эти факторы в процессе экспериментов изменялись в небольшом интервале своих штатных значений, поэтому в настоящей статье не рассматриваются. Внимание было сосредоточено на закономерностях формирования стационарных периодических волновых структур. Выводы о влиянии

этих структур на локальную твёрдость моделированного льда подтвердились многочисленными измерениями локальной твёрдости в продольных профилях ледяного поля.

На рис. 3 представлена типичная экспериментальная зависимость локальной твёрдости от точки измерений для продольного профиля ледяного поля (кривая 1). Аналогичные качественные зависимости получены для продольных профилей с разным удалением от бортов бассейна. Осцилляции локальной твёрдости, полученные для продольного профиля (кривая 1 на рис. 3), как и в предыдущих сериях измерений (см. рис. 1 и 2), свидетельствуют об интерференции волн. Картина наблюдаемого явления связана главным образом с механизмом накопления дислокаций и увеличением их подвижности под действием переменных напряжений и скоростей в стоячей волне. Мерная база в продольном профиле составляла 65 м и содержала 125 точек измерений. Осцилляции локальной твёрдости происходят в интервале от 36 до 104 кПа. Такой же интервал осцилляций наблюдался в предыдущей серии измерений (кривая 1 на рис. 2).

При сравнении экспериментальных зависимостей локальной твёрдости в профилях вдоль и поперёк ледового бассейна установлено, что в обоих случаях они имеют вид периодических

функций, характерных для волнового процесса. Условно выделены масштабы периодических повторений экстремумов локальной твёрдости (2, 5 и 40 м). Пределы прочности льда, оцениваемой по его твёрдости, изменяются в близких пределах значений этой величины и зависят от толщины ледяного поля и температуры воздуха. Этим объясняются небольшие расхождения абсолютных значений локальной твёрдости для льда разных серий измерений (под серией измерений понимаются все измерения, выполненные для ледяного поля конкретной даты приготовления). Длина волны $\lambda = 2$ м соответствует бегущей продольной волне, механизм генерации которой обусловлен, по-видимому, резонансными колебаниями вторичной текстуры ледяного поля, образовавшейся в результате метаморфизма льда. Колебания с длинами волн 5 и 40 м отвечают изгибно-гравитационным волнам. Значения этих длин волн обусловлены геометрией ледового бассейна.

Таким образом, осцилляции локальной твёрдости льда есть зеркальное отражение фазовой поверхности амплитуды (проекции скорости) стоячей волны. Для плоской стоячей волны амплитуда колебаний может быть вычислена по уравнению [11]

$$\chi = A_0 \cos(\pi m/a)x \cos(\pi n/b)y, \quad (5)$$

где m, n — число колебаний, которое укладывается соответственно по длине ледяного поля $a = 80$ м и ширине бассейна $b = 10$ м ($m, n = 1, 2, 3 \dots \infty; m = n \neq 0$).

Для рассматриваемого случая уравнение (5) записывается в следующем виде:

$$\chi = A_1 \cos(\pi m/a)x \cos(\pi n/b)y + A_2 \cos \pi x \cos \pi y, \quad (6)$$

где A_1 и A_2 — амплитуды складывающихся волн, определяются из эксперимента (см. рис. 1 и 3).

Модельное представление волновых структур в ледяном поле — уравнение (6) — качественно соответствует экспериментальным зависимостям его локальной твёрдости от координаты точки измерений (см. рис. 1–3). Из него следует, что *фазовая поверхность амплитуды стоячих волн в ледяном поле не монохромна*. Также не монохромна, по данным экспериментов, и поверхность локальной твёрдости ледяного поля. Следствие такой немонохромности — присутствие линий узловых точек на фазовой поверх-

ности амплитуд стоячих волн. По определению, эти линии должны быть расположены параллельно боковым стенкам бассейна и их координаты должны быть фиксированы. Это было бы возможно, если бы граница контакта была идеальная (жёсткая вертикальная гладкая стенка бассейна с коэффициентом отражения 100%), а условия на границе лёд–стенка были бы неизменные (адгезионный контакт стабилен, градиент температуры равен нулю). Практически всегда присутствует градиент температуры, как и отклонения от идеальных условий.

Так, для поперечного профиля (лёд приморожен к боковым стенкам бассейна) отношение волновых сопротивлений льда $\rho_0 V_0$ и бетона $\rho_k V_k$ равно 1,8 при коэффициенте отражения $R_{0K} = 0,29$. Для продольного профиля (один торец приморожен к стенке, другой контактирует с водой) эти величины также будут равны соответственно 1,8 и 0,29, а отношение волновых сопротивлений льда $\rho_0 V_0$ и воды $\rho_a V_a$ составит 2,5 при коэффициенте отражения $R_{0A} = 0,43$. Поэтому от свободного края ледяного поля в лёд будет отражаться на 14% больше упругой энергии волн. В связи с этим влияние волновых структур изначально будет другое, чем в поперечном профиле. Кроме того, толщина ледяных полей, в которых выполнялись серии измерений, изменялась от 40 до 53 мм. Если рассматривать эту связь линейной, то различия составят 26%. Все эти погрешности, казалось бы, не так велики, но суммарное их влияние может стать существенным. Отметим также, что ледяной покров в бассейне не идеален ни по толщине льда, ни по градиенту температур. Не исключено и влияние поглощения колебательной энергии, и её излучение ледяным полем. По этой причине колебательная скорость в узлах стоячих волн не будет достигать нуля.

Тем не менее, наблюдаемый эффект немонохромности заслуживает особого внимания как одна из особенностей формирования волновых структур и их влияния на прочностные свойства солёного льда. На практике выбор точки «нулевого отсчёта» — координаты узловых линий, как правило, содержит систематическую погрешность (свою для каждого профиля). Понятно, что сравнивать однородные экспериментальные величины можно только при условии полной идентичности условий. Поэтому приходит-

ся очень внимательно оценивать возможность традиционных сопоставлений так называемых «средних» значений прочностных характеристик ледяного поля.

Итак, в ледовом бассейне прямоугольной формы под воздействием комбинированных источников излучения волн создаётся квазистационарная периодическая волновая структура. Под совместным действием волновых полей и остаточных напряжений формируется вторичная текстура моделированного льда, а следовательно, изменяются его прочностная характеристика и динамическая твёрдость. Эффект от воздействий стоячих волн усиливается остаточными напряжениями, возникшими в процессе формирования ледяного поля, включая сжимающие (термические) напряжения со стороны боковых стенок бассейна. Собственные резонансные частоты ледяного поля определяются упругостью льда, его геометрией, вторичными текстурами и условиями на границе (обжатие на боковых стенках бассейна).

Эффект изменения прочности моделированного льда под действием волновых структур заслуживает дальнейшего исследования, прежде всего в плане возможного «переноса» результатов, полученных в бассейне, на природный лёд в условиях залегания. Однако различия прочностных и структурных характеристик моделированного и природного льда делают возможность такого переноса не вполне очевидной. Контролируемые условия формирования моделированного льда в бассейне, а также практически неограниченная возможность применения измерительной аппаратуры позволили достичь большей определённости в интерпретации экспериментальных результатов, чем это было бы возможно изначально в природном льде по месту залегания.

С учётом накопленного опыта разработанный подход был применён для исследования локальной твёрдости природного ледяного покрова на подмосковной реке Десне (55°30' с.ш. и 37°26' в.д.). Речной лёд в виде пластины толщиной 0,48 м с двумя слоями разной структуры имел типичное строение ледяного покрова пресных водоёмов [12]. Верхний слой мелкокристаллического льда толщиной 9 см и плотностью $\rho = 887 \pm 5 \text{ кг/м}^3$ при -10°C образован кристаллами со средним диаметром $0,1 \div 0,2 \text{ см}$ с неболь-

шим количеством воздушных включений. Нижний прозрачный слой льда толщиной 39 см имел плотность $\rho = 909 \pm 5 \text{ кг/м}^3$ и был образован кристаллами со средним диаметром 1–2 см длиной до 12 см. Температура воздуха во время измерений составляла -10°C .

Локальная твёрдость природного льда определялась с помощью портативного пенетрометра [8], но в методику измерений были внесены изменения. Так, крестообразный наконечник был заменён на наконечник с шаровой рабочей поверхностью (радиус 40 мм). Максимальная осевая сила соударения увеличена до 650 Н за счёт повышения начальной скорости соударения с 0,8 до 2,3 м/с. Это позволило создать среднее контактное давление, при котором пластические деформации льда становятся доминирующими, а локальная твёрдость — достаточно чувствительной к его строению. Расчётная толщина льда, которая формирует «отклик» в виде деформационной зависимости «напряжение—время», составляет около 0,3 м, а время соударения — доли миллисекунды. Время очистки от снега локальной площадки, на которой выполнялись измерения, не превышало 10–15 с.

Измерения вели на площадках, расположенных через каждые 2 м поперёк и вдоль русла реки. Результаты измерений приведены на рис. 4 в виде зависимостей приведённой твёрдости $\sigma_i/\sigma_{10м}$ от координаты измерений. За точку приведения выбрана твёрдость льда на площадке, удалённой от правого берега на 10 м (прямой участок русла реки). Явно выраженная периодичность кривой 1 и отсутствие такой же периодичности на кривой 2 рис. 4 свидетельствуют о возможном воздействии на структуру речного льда стоячих волн, возникающих между берегами реки. Наблюдаемые отклонения (кривая 1) от точки приведения превышают 30%, тогда как относительная ошибка измерений твёрдости однородного материала составляет не более 1%.

Из рис. 4 видно, что наибольшая пространственная изменчивость твёрдости льда наблюдается поперёк русла реки (кривая 1), особенно вблизи припая, а меньшая — вдоль её русла (кривая 2). Это не противоречит условию образования стоячих волн в речном льде. В рассматриваемом случае берега реки служат не только отражателем волн, но и препятствием,

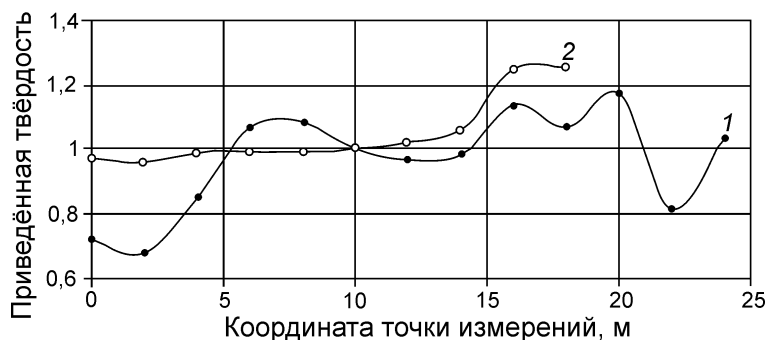


Рис. 4. Зависимость локальной твёрдости речного покрова от координаты точки измерений:

1 — поперёк русла реки; 2 — вдоль русла реки

Fig. 4. The dependence of the local hardness of the river cover on the coordinate of the measurement point:

1 — across the river bed; 2 — along the river bed

способствующим возникновению термических напряжений. Так, при суточных колебаниях температуры, особенно при резком ночном похолодании, речной покров прогибается вниз, а при резком потеплении — вверх. Берега при этом играют роль бокового ограничителя. Термические напряжения и разные условия контакта ледяного поля с левым и правым берегами реки несколько усложняют картину, но эффект периодического изменения локальной твёрдости всё ещё остаётся достаточно чётко выраженным. Отметим, что закономерности формирования периодических волновых структур в речном ледяном покрове (длины волн метрового диапазона) те же самые, что и в моделированном льде. В обоих случаях их образование обусловлено формой и габаритами ледяного поля, отношением волновых сопротивлений льда и грунта, геометрией ледяного поля и неровностью берегов реки (размер и наклон поверхности контакта льда с грунтом). Таким образом, полевые измерения динамической локальной твёрдости в поперечном профиле речного ледяного покрова (природный лёд) качественно подтвердили результаты, полученные в ледовом бассейне на моделированном льде.

Образование в ледяном покрове вторичных текстур льда с уменьшенной прочностью объясняется накоплением деформационных дефектов. Для количественной оценки размеров подвижных элементов ледяного каркаса были использованы акустические спектры, генерируемые при его контактном разрушении. Связь между микро- и макросвойствами льда устанавливалась с помощью линейной модели, состоя-

щей из n (двух или более) идентичных материальных точек, имеющих одинаковую массу m и соединённых упругими связями одинаковой жёсткости k [5]. Для определения эффективных размеров подвижных элементов строения моделированного льда использован амплитудно-частотный анализ, основанный на точном решении дифференциального уравнения (модель гармонического осциллятора). Эффективные размеры R подвижных элементов льда определялись по формуле [5]

$$R = (k / (16\pi^3 f^2 \rho_0))^{1/3}. \quad (7)$$

Подставляя в уравнение (7) значения плотности кристаллической решётки льда $\rho_0 = 916,8 \text{ кг/м}^3$, жёсткости связи $k = 56 \text{ Н/м}$ и частоты для первого $f_1 = 2,7 \text{ Гц}$ и последующего максимума $f_2 = 2616 \text{ Гц}$, получаем следующие значения характерных размеров текстуры ледяного поля: $R_1 = 26 \text{ мм}$ и $R_2 = 0,25 \text{ мм}$. Расчитанные таким образом размеры совпадают с толщиной ледяного поля (52 мм) и диаметром (~0,5 мм) ледяных гранул, которые образуются при замораживании распыляемой воды в переохлаждённой атмосфере ледового бассейна.

Исследуемый тип льда называется мелкозернистым (FG) моделированным льдом [13], который нарастает ламинирующими слоями над поверхностью воды в ледовом бассейне. Структура этого льда определялась по шлифам до проведения измерений и в процессе контактного разрушения (при пенетрации) по акустическим спектрам. Верификация модели в рабочем диапазоне от 2 Гц до 20 кГц устанавливалась сопоставлением значений рассчитанных эффективных раз-

меров осцилляторов с экспериментально определёнными размерами кристаллов льда. Данные анализа акустических спектров контактного разрушения льда использовались для контроля процессов формирования ледяного поля в ледовом бассейне и динамики движения корпусов судов в моделированном льде [14]. Результаты исследований можно использовать для определения пространственно-временной неоднородности любых других ледяных полей, а также для дистанционного изучения контактного разрушения льда, включая взаимодействие придонного льда с ложем ледников.

Обсуждение результатов

Исследована пространственно-временная изменчивость локальной твёрдости солёного льда в ледяном поле динамического типа формирования. Установлена повторяемость значений локальной твёрдости как функции координат точек измерения в продольных и поперечных профилях ледяного поля. Экспериментальные зависимости твёрдости как функции координат имеют вид стационарных периодических волновых структур. Этот факт послужил основанием рассматривать осцилляции значений локальной твёрдости как результат формирования вторичных текстур льда (динамический метаморфизм) в узлах и пучностях стоячих волн в ледяном поле. Индикаторами волновых процессов стали вторичные текстуры льда, которые количественно определяли по значениям локальной твёрдости. Полученные закономерности в виде периодических зависимостей локальной твёрдости ледяного поля отражают влияние волновых процессов на прочность солёного льда. Фактически разработан метод исследования волновых структур в ледяном поле, лежащем на гидравлическом основании.

В интерпретации экспериментальных результатов использованы известные факты: излучение акустических волн при фазовом переходе (замораживании воды) [10]; возникновение остаточных напряжений при послойном замораживании льда [15]; формирование вторичных текстур льда с пониженной динамической вязкостью и, следовательно, прочностью под действием импульсов напряжений [5]. По экс-

периментальным данным определены длины бегущих волн, построена фазовая поверхность волновых структур, а также оценены размеры подвижных элементов структуры льда. Полученные данные сопоставлены с теоретически рассчитанными их значениями. Непротиворечивость полученных результатов данным и выводам других исследователей позволяет рассматривать влияние волн на формирование вторичных структур льда как один из факторов пространственно-временной неоднородности прочностных свойств ледяных полей.

На волновой характер пластических деформаций впервые обратил внимание А.В. МакРейнольдс [16], который исследовал прерывистую неоднородную пластическую деформацию поликристаллов с помощью метода дифракционной решётки. Дж.Ф. Белл [17] продолжил эти исследования, используя метод акустической эмиссии. Генерация импульсов напряжений при пластической деформации остаётся объектом исследования и в настоящее время как фактор воздействия на пластическое течение льда [18]. Однако действие акустических волн на пластичность льда всё ещё исследовано недостаточно. Перспективность таких исследований показана на примере влияния расходящихся и сходящихся фронтов импульсов напряжений на структуру льда в ограниченном объёме (сопло Лаваля) [5, 14].

В настоящей работе формирование волновых структур и их влияние на прочность льда исследовались в ледяном поле солёного льда площадью 800 м². Измерения локальной твёрдости в различные промежутки формирования ледяного поля подтвердили, что основным источником упругих колебаний может быть когерентное излучение упругих волн при замораживании воды, т.е. само ледяное поле. Энергии этого излучения оказалось достаточно для образования вторичных текстур льда при наличии остаточных напряжений, возникающих в случае послойного намораживания ледяного поля. Достоверность формирования волновых текстур в условиях естественного залегания проверена на речном льде толщиной 0,49 м (подмосковная р. Десна).

Влияние волновых структур на прочностные и реологические свойства льда может быть прослежено при решении задач контактной механики разрушения льда. Ключевой момент здесь — понимание волновых процессов, происходящих

в ледяных полях, и условий, определяющих формирование волновых структур и прочностные характеристики промежуточных слоёв. Разработанная методика полевых испытаний и реализующая этот подход измерительная аппаратура позволяют выполнять исследования ледяных и снежных полей как для научных целей, так и для практических приложений.

Заключение

Настоящая публикация — завершающая часть цикла работ, посвящённых решению фундаментальной проблемы гляциологии о количественной связи микроструктуры льда с его макроскопическими свойствами, а именно: нелинейным волновым процессам во льду и их влиянию на формирование вторичных текстур в природном льде. Исследуемые механизмы позволяют понять, как и почему происходят подвижки ледников, чем объясняется пространственно-временная неоднородность ледяных и снежных покровов, а также наметить пути к изучению механики контактного разрушения льда в придонных слоях ледников. Как всякая замкнутая задача, она имеет реальные практические приложения уже на данном этапе решения, например, совершенствование методик, связанных с испытанием моделей судов и ледостойких сооружений в ледовом бассейне в зависимости от условий на фрикционном контакте, параметров движения модели, а также физико-механических и прочностных свойств льда.

Долгое время в экспериментальной механике движения больших и малых объёмов льда игнорировалось влияние нелинейных волновых процессов. Рассматривались в основном линейные процессы и соответствующие им дифференциальные уравнения, которые не отражали фундаментальных свойств реального льда (механика ледников Паундера и многочисленные современные модели). Наконец наступил критический момент, когда не в зарубежных, а в отечественных журналах был опубликован ряд статей, открывающих новое направление исследований в современной гляциологии. Было исследовано также влияние волновых процессов на прочность природного льда в частично замкнутых объёмах. Волновой метаморфизм льда рассматривается

в качестве одной из причин пространственно-временной изменчивости текстуры, а следовательно, и прочностных свойств ледяных полей. С этой целью была измерена локальная твёрдость ледяного поля динамического типа формирования площадью 800 м^2 , лежащего на поверхности жидкости в бассейне прямоугольной формы и примороженного с трёх сторон к его бортам. Экспериментальные зависимости локальной твёрдости как функции координат точек измерения в продольных и поперечных профилях имеют вид стационарных периодических волновых структур. Осцилляции твёрдости составляют от 40 до 60% при погрешности измерений 5–7%.

Установлено, что стационарные периодические волновые структуры в ледяном поле формируются в результате интерференции изгибно-гравитационных и продольных волн. Подтверждён волновой механизм метаморфизма солёного льда. Рассчитаны фазовые скорости. Получено соответствие теории и эксперимента. Волновой динамический метаморфизм реализуется при смешанном типе возбуждения. Доминирующий источник упругих волн в ледяном поле при отсутствии внешних воздействий (промышленные или сейсмические вибрации) — когерентное излучение в самом льде.

Дополнительные исследования динамической локальной твёрдости в речном ледяном покрове подтвердили формирование аналогичных стационарных периодических волновых структур в природном льде. Количественно определено влияние волновых структур на прочностные свойства ледяного поля как одного из возможных факторов пространственно-временной изменчивости льда в условиях залегания. Полученные результаты могут быть использованы при определении ледовых нагрузок на плавучие и стационарные морские платформы, при разработке эффективных технологий проектирования корпусов ледоколов и судов ледового плавания, а также для понимания движения льда в придонных слоях ледников.

Благодарности. Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 20-01-00649_a).

Acknowledgments. This work was supported by the Russian Foundation for Basic Research, project № 20-01-00649_a.

Литература

References

1. Хейсин Д.Е. Динамика ледяного покрова // Механика и физика ледяного покрова. М: Наука, 1983. С. 152–163.
2. Букатов А.Е. Волны сжатия в ледяном покрове // Волновые движения жидкости: теория и эксперименты. Геофизика. 1985. № 10. С. 24–32.
3. Гаврило В.Л., Трипольников В.П. Результаты исследования изгибно-гравитационного резонанса в морских льдах // Теория и прочность ледокольного корабля. Горький: Изд-во ГПИ, 1982. С. 28–34.
4. Козин В.М. Резонансный метод разрушения ледяного покрова. Изобретения и эксперименты. М.: Академия естествознания, 2007. 355 с.
5. Епифанов В.П. Влияние импульсов напряжений на структуру льда в промежуточном слое // ДАН. 2018. Т. 479. № 6. С. 629–633.
6. Денисов В.И., Сазонов К.Е., Тимофеев О.Я. Новые экспериментальные возможности Крыловского государственного научного центра по изучению ледовых воздействий на объекты морской техники. // Арктика: экология и экономика. 2015. № 3 (19). С. 76–81.
7. Черепанов Н.В. Классификация льдов природных водоёмов // Тр. ААНИИ. 1976. Т. 331. С. 77–99.
8. Епифанов В.П. Влияние естественных факторов на морфологию снежного покрова // Вестн. Кольского науч. центра РАН. 2018. № 3 (10). С. 155–162.
9. Хейсин Д.Е. К задаче упруго-пластического изгиба ледяного покрова // Тр. ААНИИ. 1964. Т. 267. С. 143–149.
10. Епифанов В.П., Нестеров С.В. Электромагнитная эмиссия как метод количественных исследований пластической деформации льда // Процессы в геосредах. 2019. № 4 (22). С. 480–489.
11. Сретенский Л.Н. Теория волновых движений жидкости. М.: Главная редакция физико-математической литературы Изд-ва «Наука», 1977. 816 с.
12. Савельев Б.А. Строение и состав природных льдов. М.: Изд-во МГУ, 1980. 280 с.
13. Von Bock und Polach R.U.F., Franz R.U., Ettemab R., Gralhera S., Kellner L. Stendera M. The non-linear behavior of aqueous model ice in downward flexure // Cold Regions Science and Technology. 2019. 36 (1–3). P. 47–70. doi.org/10.1016/j.coldregions.
14. Епифанов В.П., Сазонов К.Е. Влияние стоячих волн на локальную прочность ледяного поля // ДАН. 2019. Т. 489. № 6. С. 30–35.
1. Kheysin D.Ye. Ice cover dynamics. *Mekhanika i fizika ledyanogo pokrova*. Mechanics and physics of ice cover. M: Nauka, 1983: 152–163. [In Russian].
2. Bukatov A.Ye. Compression waves in ice cover. *Volnovyye dvizheniya zhidkosti: teoriya i eksperimenty*. Wave motion of a fluid: theory and experiments. Geofizika. 1985, 10: 24–32. [In Russian].
3. Gavrilov V.L., Tripol'nikov V.P. The results of the study of flexural-gravitational resonance in sea ice. *Teoriya i prochnost' ledokol'nogo korablya*. The theory and strength of an ice-breaker ship. Gor'kiy: GPI, 1982: 28–34. [In Russian].
4. Kozin V.M. *Rezonansnyy metod razrusheniya ledyanogo pokrova. Izobreteniya i eksperimenty*. Resonant destruction method. Inventions and experiment. M.: Akademiya Yestestvoznaniya. 2007: 355 p. [In Russian].
5. Epifanov V.P. The effect of stress pulses on the structure of ice in the intermediate layer. *Doklady Akademii Nauk*. Reports of the Academy of Sciences. 2018, 479 (6): 629–633. [In Russian].
6. Denisov V. I., Sazonov K. E., Timofeev O. Ya. New experimental capabilities of the Krylov State Scientific Center for the study of ice impacts on objects of marine technology. *Arktika: ekologiya i ekonomika*. Artika: ecology and economics. 2015, 3 (19): 76–81. [In Russian].
7. Cherepanov N.V. Classification of ice in natural reservoirs. *Trudy Instituta Arktiki i Antarktiki*. Proc. of AARI. 1976, 331: 77–99. [In Russian].
8. Epifanov V.P. The influence of natural factors on the morphology of snow cover. *Vestnik Kol'skogo nauchnogo tsentra RAN*. Bulletin of the Kola Science Center RAS. 2018, 3 (10): 155–162. [In Russian].
9. Kheysin D.Ye. To the problem of elastic-plastic bending of the ice cover. *Trudy Instituta Arktiki i Antarktiki*. Proc. of AARI. 1964, 267: 143–149. [In Russian].
10. Epifanov V.P. Nesterov S.V. Electromagnetic emission as a method of quantitative studies of ice plastic deformation. *Protsessy v geosredakh*. Processes in geomedia. 2019, 4 (22): 480–489. [In Russian].
11. Sretenskiy L.N. *Teoriya volnovykh dvizheniy zhidkosti*. Theory of wave motion of a liquid. M.: Nauka, 1977: 816 p. [In Russian]
12. Savel'yev B.A. *Stroyeniye i sostav prirodnikh l'dov*. The structure and composition of natural ice. M.: MGU, 1980: 280 p. [In Russian].
13. Von Bock und Polach R.U.F., Franz R. U., Ettemab R., Gralhera S., Kellner L. Stendera M. The non-linear behavior of aqueous model ice in downward flexure. *Cold Regions Science and Technology*. 2019, 36 (1–3): 47–70. doi.org/10.1016/j.coldregions.
14. Epifanov V.P., Sazonov K.Ye. The influence of standing waves on the local strength of the ice field. *Doklady Akademii Nauk*. Reports of the Academy of Sciences. 2019, 489 (6): 30–35. [In Russian].

15. Манжиров А.В., Лычёв С.А. Математическая теория растущих тел при конечных деформациях // ДАН. 2012. Т. 443. № 9. С. 438–441.
16. McReynolds A.W. Plastic deformation waves in aluminum. Transactions of the American Institute of Mining and Metallurgical Engineers. 1949. V. 185. P. 32–45.
17. Белл Дж.Ф. Экспериментальные основы механики деформируемых твердых тел. Ч. 2. М.: Наука, 1984. 431 с.
18. Зуев Л.Б. Автоволновая модель пластического течения // Физическая мезомеханика. 2011. Т. 14. № 3. С. 85–94.
15. Manzhirov A.V., Lychov S.A. The mathematical theory of growing bodies at finite strains. *Doklady Akademii Nauk*. Reports of the Academy of Sciences. 2012, 443 (9): 438–441. [In Russian].
16. McReynolds A.W. Plastic deformation waves in aluminum. Transactions of the American Institute of Mining and Metallurgical Engineers. 1949, 185: 32–45.
17. Bell Dzh.F. *Eksperimental'nye osnovy mekhaniki deformiruemyyh tverdyh tel. CH. 2*. Experimental fundamentals of the mechanics of deformable solids. Part 2. М.: Nauka, 1984: 431 p. [In Russian].
18. Zuyev L.B. Autowave model of plastic flow. *Fizicheskaya Mezomekhanika*. Physical Mesomechanics. 2011, 14 (3): 85–94. [In Russian].

Содержание журнала за 2020 год

Ледники и ледниковые покровы

- В.М. Котляков, Л.В. Десинов, С.Л. Десинов, Е.О. Серова, И.Л. Ивонин, Е.Д. Крючкова, Е.А. Новикова, В.А. Рудаков.* Колебания ледников Северного и Южного ледниковых полей Патагонии по данным мониторинга с Международной космической станции. № 1. С. 5–18.
- P. Sánchez-Gómez, F.J. Navarro, J.A. Dowdeswell, E. De Andrés.* Поверхностные скорости и айсберговый сток ледникового купола Академии Наук на Северной Земле (на английском языке). № 1. С. 19–28.
- F.J. Navarro, P. Sánchez-Gómez, А.Ф. Глазовский, С. Recio-Blitz.* Изменения высоты поверхности и баланс массы ледникового купола Академии Наук на Северной Земле (на английском языке). № 1. С. 29–41.
- Г.А. Носенко, А.Я. Муравьев, М.Н. Иванов, А.И. Синицкий, В.О. Кобелев, С.А. Никитин.* Реакция ледников Полярного Урала на современные изменения климата. № 1. С. 42–57.
- П.А. Торопов, А.А. Шестакова, А.А. Полюхов, А.А. Семенова, В.Н. Михаленко.* Особенности летнего метеорологического режима Западного плато Эльбруса. № 1. С. 58–76.
- В.Г. Коновалов.* Изменения и репрезентативность параметров горного оледенения. № 2. С. 165–181.
- А.Г. Хайрединова, С.С. Кутузов, В.Н. Михаленко, Д.В. Корост, А.Н. Хомяк.* Применение методики компьютерной томографии для неразрушающего анализа ледниковых кернов. № 2. С. 182–191.
- А.В. Терехов, Г.В. Тарасов, О.Р. Сидорова, В.Э. Демидов, М.А. Анисимов, С.Р. Веркулич.* Оценка баланса массы ледника Альдегонда (Западный Шпицберген) в 2015–2018 гг. на основе модели ArcticDEM, геодезических и гляциологических данных. № 2. С. 192–200.
- А.Я. Муравьев.* Распределение и морфология современных ледников Камчатки. № 3. С. 325–342.
- И.И. Лаврентьев, Д.А. Петраков, С.С. Кутузов, Н.В. Коваленко, А.М. Смирнов.* Оценка потенциала развития ледниковых озёр на Центральном Кавказе. № 3. С. 343–360.
- М.Д. Докукин, М.Ю. Беккиев, Р.Х. Калов, С.С. Черноморец, Е.А. Савернюк.* Активизация обвалов на Центральном Кавказе и их влияние на динамику ледников и селевые процессы. № 3. С. 361–378.
- С.А. Тюфлин, О.В. Нагорнов, Г.А. Черняков, В.Н. Михаленко, П.А. Торопов, С.С. Кутузов.* Реконструкция температуры деятельного слоя ледника на Западном плато Эльбруса за 1930–2008 гг. № 4. С. 485–497.
- А.Я. Муравьев.* Сокращение ледников северной части Срединного хребта на Камчатке в период с 1950 по 2016–2017 гг. № 4. С. 498–512.

Снежный покров и снежные лавины

- В.Н. Макаров, Л.С. Волкова.* Геохимия снежного покрова в зоне влияния запуска ракеты-носителя (Якутия). № 1. С. 77–84.
- Л.П. Голобокова, Т.В. Ходжер, Д.Г. Чернов, О.Р. Сидорова, О.И. Хуриганова, Н.А. Онищук, Н.А. Жученко, И.И. Маринайте.* Химический состав приземного атмосферного аэрозоля в Баренцбурге (архипелаг Шпицберген) по результатам многолетних исследований. № 1. С. 85–97.
- Н.С. Малыгина, А.Н. Эйрих, Е.В. Агбалин, Т.С. Папина.* Изотопный состав и регионы-источники зимних осадков в Надымской низменности. № 1. С. 98–108.
- В.М. Котляков, Н.И. Осокин, А.В. Сосновский.* Динамика сезонно-талого слоя на Шпицбергене и Антарктическом полуострове в XXI в. по результатам моделирования. № 2. С. 201–212.
- А.Р. Медеу, В.П. Благовещенский, Н.Е. Касаткин, В.П. Капица, М.К. Касенов, Ж.Т. Раймбекова.* Гляциальные сели в Заилийском Алатау за последние 120 лет. № 2. С. 213–224.
- А.А. Скакун, К.Б. Чихачев, А.А. Екайкин, А.В. Козачек, Д.О. Владимирова, А.Н. Верес, С.Р. Веркулич, О.Р. Сидорова, Н.Э. Демидов.* Изотопный состав атмосферных осадков и природных вод в районе Баренцбурга (Шпицберген). № 3. С. 379–394.
- В.Н. Макаров.* Отрицательные аномалии редокс-потенциала в снежном покрове селитебных зон (на примере г. Якутск). № 4. С. 513–520.
- А.Д. Олейников, Н.А. Володичева.* Зимы лавинного максимума на Большом Кавказе за период инструментальных наблюдений (1968–2016 гг.). № 4. С. 521–532.

Подземные льды и наледи

- Г.С. Дьякова, А.А. Горячевцева, О.В. Останин, В.В. Оленченко, Р.Ю. Бирюков. Геофизические исследования внутреннего строения гляциально-мерзлотных каменных образований Центрального Алтая. № 1. С. 109–120.
- Я.В. Тихонравова, Е.А. Слагода, В.В. Рогов, В.И. Бутаков, А.В. Лупачёв, А.О. Кузнецова, Г.В. Симонова. Гетерогенное строение полигонально-жильных льдов в торфяниках Пур-Тазовского междуречья. № 2. С. 225–238.
- Ю.Н. Чижова, Ю.К. Васильчук. Изотопная индикация источника воды для образования ледоминарального ядра торфяных миграционных бугров пучения. № 3. С. 395–408.
- В.В. Малахова, А.В. Елисеев. Влияние диффузии солей на состояние и распространение многолетнемёрзлых пород и зоны стабильности метан-гидратов шельфа моря Лаптевых. № 4. С. 533–546.

Морские, речные и озёрные льды

- А.С. Тарасов. Моделирование заторов льда в руслах рек (обзор). № 1. С. 121–133.
- Т.А. Матвеева, В.А. Семенов, Е.С. Астафьева. Ледовитость арктических морей и её связь с приземной температурой воздуха в Северном полушарии. № 1. С. 134–148.
- Е.В. Заболотских, К.С. Хворостовский, Е.А. Балашова, С.М. Азаров, В.Н. Кудрявцев. Изменчивость морского льда в Арктике по данным Арктического портала. № 2. С. 239–250.
- В.В. Попова. Вклад аномалий ледяного покрова Баренцева и Карского морей в изменение режима циркуляции и температуры Северной Евразии с середины 1990-х годов. № 3. С. 409–422.
- Л.Н. Юрганов. Связь между переносом метана в атмосферу и разрушением ледяного покрова Карского моря: спутниковые данные за 2003–2019 гг. (на английском языке). № 3. С. 423–430.
- Р.Б. Гузенко, Е.У. Миронов, В.В. Харитонов, С.В. Хотченков, Р.И. Май, В.С. Порубаев, С.М. Ковалев, К.А. Корнишин, Я.О. Ефимов. Комплексное исследование старых торосов в Северном Ледовитом океане. № 3. С. 431–444.
- С.В. Цыренжапов, А.А. Гурулев. Тепловые деформации и радиояркость температура ледяного покрова пресных водоёмов. № 3. С. 445–452.
- О.М. Андреев. Учёт внутренней структуры кыля тороса при термодинамических расчётах эволюции консолидированного слоя. № 4. С. 547–556.
- П.В. Богородский, В.А. Бородин, В.Ю. Кустов, А.А. Сумкина. Конвекция воздуха в снежном покрове морского льда. № 4. С. 557–566.
- Л.Н. Дымент, С.М. Лосев. Пространственные различия плотности разрывов в ледяном покрове приатлантической части Арктического бассейна. № 4. С. 567–577.
- С.В. Мазнев, С.А. Огородов. Воздействие ледяных образований на берега и дно мелководных морей и крупных озёр умеренных и субарктических широт. № 4. С. 578–591.
- А.В. Сабылина, Т.А. Ефремова, О.И. Икко. Химический состав гидрокриогенной системы озёр Мунозеро и Урозери (Республика Карелия, Россия). № 4. С. 592–600.

Палеогляциология

- Н.А. Буданцева, А.А. Маслаков, Ю.К. Васильчук, А.В. Баранская, Н.В. Белова, А.К. Васильчук, Ф.А. Романенко. Реконструкция зимней температуры воздуха раннего и среднего голоцена по изотопному составу ледяных жил восточного побережья полуострова Дауркина, Чукотка. № 2. С. 251–262.
- Л.Г. Тиелидзе, О.Н. Соломина, В. Джомелли, Е.А. Долгова, И.С. Бушуева, В.Н. Михаленко, Р. Брошэ, Команда АСТЕР. Изменения ледника Чалаати (Грузинский Кавказ) с малого ледникового периода по данным космогенных изотопов (^{10}Be) и дендрохронологии (на английском языке). № 3. С. 453–470.
- Н.А. Буданцева, Ю.К. Васильчук. Реконструкция средних температур января в раннем голоцене на северо-востоке Большеземельской тундры. № 4. С. 601–612.

Прикладные проблемы

- А.А. Суханова, С.В. Попов, А.С. Боронина, С.Д. Григорьева, М.П. Кашкевич. Геофизические изыскания в районе станции Прогресс, Восточная Антарктида, в сезон 63-й РАЭ (2017/18 г.). № 1. С. 149–160.
- Г.С. Бордонский, С.Д. Крылов, А.А. Гурулев. Лёд 0 в природной среде. Экспериментальные данные и предполагаемые области его существования. № 2. С. 263–273.
- В.П. Епифанов. Особенности контактного разрушения льда. № 2. С. 274–284.

- А.В. Сосновский, Н.И. Осокин.* Капельное вымораживание солёной воды при зимнем дождевании. № 3. С. 471–480.
- Г.В. Пряхина, А.А. Четверова, С.Д. Григорьева, А.С. Боронина, С.В. Попов.* Прорыв озера Прогресс (Восточная Антарктида): подходы к оценке характеристик прорывного паводка. № 4. С. 613–622.
- В.П. Епифанов, К.Е. Сазонов.* Волновые структуры в ледяном поле и их влияние на прочность солёного льда. № 4. С. 623–636.

Путешествия, открытия

- В.Н. Михаленко.* Исследование ледников Арктики во время холодной войны: продолжение истории. № 2. С. 285–294.

Критика и библиография

- В.М. Котляков, Л.П. Чернова.* Аннотированная библиография русскоязычной литературы по гляциологии за 2018 год. № 2. С. 295–320.

Алфавитный указатель*

- | | | |
|---------------------------------|---------------------------|--|
| Агбалян Е.В. С. 98 | Демидов В.Э. С. 192 | Котляков В.М. С. 5, 201, 295 |
| Азаров С.М. С. 239 | Демидов Н.Э. С. 379 | Крылов С.Д. С. 263 |
| Андреев О.М. С. 547 | Десинов Л.В. С. 5 | Крючкова Е.Д. С. 5 |
| Анисимов М.А. С. 192 | Десинов С.Л. С. 5 | Кудрявцев В.Н. С. 239 |
| Астафьева Е.С. С. 134 | Джомелли В. С. 453 | Кузнецова А.О. С. 225 |
| Балашова Е.А. С. 239 | Докукин М.Д. С. 361 | Кустов В.Ю. С. 557 |
| Баранская А.В. С. 251 | Долгова Е.А. С. 453 | Кутузов С.С. С. 182, 343, 485 |
| Беккиев М.Ю. С. 361 | Дымент Л.Н. С. 567 | Лаврентьев И.И. С. 343 |
| Белова Н.В. С. 251 | Дьякова Г.С. С. 109 | Лосев С.М. С. 567 |
| Бирюков Р.Ю. С. 109 | Екайкин А.А. С. 379 | Лупачёв А.В. С. 225 |
| Благовещенский В.П. С. 213 | Елисеев А.В. С. 533 | Мазнев С.В. С. 578 |
| Богородский П.В. С. 557 | Епифанов В.П. С. 274, 623 | Май Р.И. С. 431 |
| Бордонский Г.С. С. 263 | Ефимов Я.О. С. 431 | Макаров В.Н. С. 77, 513 |
| Бородкин В.А. С. 557 | Ефремова Т.А. С. 592 | Малахова В.В. С. 533 |
| Боронина А.С. С. 149, 613 | Жученко Н.А. С. 85 | Малыгина Н.С. С. 98 |
| Брошэ Р. С. 453 | Заболотских Е.В. С. 239 | Маринайте И.И. С. 85 |
| Буданцева Н.А. С. 251, 601 | Иванов М.Н. С. 42 | Маслаков А.А. С. 251 |
| Бутаков В.И. С. 225 | Ивонин И.Л. С. 5 | Матвеева Т.А. С. 134 |
| Бушуева И.С. С. 453 | Икко О.И. С. 592 | Медеу А.Р. С. 213 |
| Васильчук А.К. С. 251 | Калов Р.Х. С. 361 | Миронов Е.У. С. 431 |
| Васильчук Ю.К. С. 251, 395, 601 | Капица В.П. С. 213 | Михаленко В.Н. С. 58, 182, 285, 453, 485 |
| Верес А.Н. С. 379 | Касаткин Н.Е. С. 213 | Муравьев А.Я. С. 42, 325, 498 |
| Веркулич С.Р. С. 192, 379 | Касенов М.К. С. 213 | Нагорнов О.В. С. 485 |
| Владимирова Д.О. С. 379 | Кашкевич М.П. С. 149 | Никитин С.А. С. 42 |
| Волкова Л.С. С. 77 | Кобелев В.О. С. 42 | Новикова Е.А. С. 5 |
| Володичева Н.А. С. 521 | Ковалев С.М. С. 431 | Носенко Г.А. С. 42 |
| Глазовский А.Ф. С. 29 | Коваленко Н.В. С. 343 | Огородов С.А. С. 578 |
| Голобокова Л.П. С. 85 | Козачек А.В. С. 379 | Олейников А.Д. С. 521 |
| Горевачева А.А. С. 109 | Команда АСТЕР С. 453 | Оленченко В.В. С. 109 |
| Григорьева С.Д. С. 149, 613 | Коновалов В.Г. С. 165 | Онищук Н.А. С. 85 |
| Гузенко Р.Б. С. 431 | Корнишин К.А. С. 431 | Осокин Н.И. С. 201, 471 |
| Гурулев А.А. С. 263, 445 | Корост Д.В. С. 182 | Останин О.В. С. 109 |

* Номера страниц в журналах: № 1 – 1–160 стр.; № 2 – 161–320 стр.; № 3 – 321–480 стр.; № 4 – 481–640 стр.

Папина Т.С. С. 98	Синицкий А.И. С. 42	Хомяк А.Н. С. 182
Петраков Д.А. С. 343	Скакун А.А. С. 379	Хотченков С.В. С. 431
Полухов А.А. С. 58	Слагода Е.А. С. 225	Хуриганова О.И. С. 85
Попов С.В. С. 149, 613	Смирнов А.М. С. 343	Цыренжапов С.В. С. 445
Попова В.В. С. 409	Соломина О.Н. С. 453	Чернов Д.Г. С. 85
Порубаев В.С. С. 431	Сосновский А.В. С. 201, 471	Чернова Л.П. С. 295
Пряхина Г.В. С. 613	Сумкина А.А. С. 557	Черноморец С.С. С. 361
Раймбекова Ж.Т. С. 213	Суханова А.А. С. 149	Черняков Г.А. С. 485
Рогов В.В. С. 225	Тарасов А.С. С. 121	Четверова А.А. С. 613
Романенко Ф.А. С. 251	Тарасов Г.В. С. 192	Чижова Ю.Н. С. 395
Рудаков В.А. С. 5	Терехов А.В. С. 192	Чихачев К.Б. С. 379
Сабылина А.В. С. 592	Тиелидзе Л.Г. С. 453	Шестакова А.А. С. 58
Савернюк Е.А. С. 361	Тихонравова Я.В. С. 225	Эйрих А.Н. С. 98
Сазонов К.Е. С. 623	Торопов П.А. С. 58, 485	Юрганов Л.Н. С. 423
Семенов В.А. С. 134	Тюфлин С.А. С. 485	De Andrés E. С. 19
Семенова А.А. С. 58	Хайрединова А.Г. С. 182	Dowdeswell J.A. С. 19
Серова Е.О. С. 5	Харитонов В.В. С. 431	Navarro F.J. С. 19, 29
Сидорова О.Р. С. 85, 192, 379	Хворостовский К.С. С. 239	Recio-Blitz C. С. 29
Симонова Г.В. С. 225	Ходжер Т.В. С. 85	Sánchez-Gómez P. С. 19, 29

Подписано в печать 28.10.2020 г. Дата выхода в свет 12.11.2020 г. Формат 60 × 88¹/₈. Цифровая печать.
Усл.печ.л. 19.0. Уч.-изд.л. 19.0. Бум.л. 10.0. Тираж 65 экз. Договорная цена. Заказ 3570.

Свидетельство о регистрации средства массовой информации ПИ № ФС 77-76744 от 24 сентября 2019 г.,
выдано Федеральной службой по надзору в сфере связи, информационных технологий и массовых коммуникаций (Роскомнадзор).

Учредители: Российская академия наук, Институт географии Российской академии наук, Русское географическое общество.

Оригинал-макет подготовлен в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки
Институт географии Российской академии наук.

Издатель: Российская академия наук, 119991 Москва, Ленинский просп., 14.

Исполнитель по госконтракту № 4У-ЭА-197-18

ООО «ИКЦ «АКАДЕМКНИГА», 117342 Москва, ул. Бутлерова, д. 17Б, а/я 47.

16+ Отпечатано в типографии «Book Jet» (ИП Коняхин А.В.), 390005, г. Рязань, ул. Пушкина, 18, тел. (4912) 466-151.

ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ ЖУРНАЛА «ЛЁД И СНЕГ»

В журнале публикуются статьи по проблемам гляциологии, а также научные сообщения теоретического, методического, экспериментального и прикладного характера, тематические обзоры, критические статьи и рецензии, библиографические сводки, хроника научной жизни. В каждом номере журнала несколько статей могут быть напечатаны с цветными иллюстрациями. Тексты статей представляются на русском языке или хорошем английском. Все материалы передаются в редакцию в электронном виде в сопровождении бумажной версии текста и рисунков. Объём статей – до 20 страниц текста (через 1,5 интервала), включая таблицы и список литературы; рисунков – не более 4–6. Текст набирается в формате Word. Параметры набора: шрифт Times New Roman, кегль 12, интервал 1,5; поля: верхнее и нижнее 2 см, левое 3 см, правое 1,5 см. Страницы статьи нумеруются. Статья проходит двойное внешнее рецензирование.

Статьи оформляются следующим образом. Сначала даются: УДК; *на русском языке* – название статьи, инициалы и фамилии всех авторов; полное название организации(ций), где выполнена работа; электронный адрес автора, ответственного за связь с редакцией. Затем те же сведения даются *на английском языке*, т.е.: заглавие и авторы; полное название организации(ций), где выполнена работа; второй раз e-mail главного автора. После этого на английском языке пишутся ключевые слова (не более 10) и авторское Summary статьи на 20–25 строк (здесь же обязательно прилагается перевод Summary на русский язык). Далее продолжается информация *на русском языке*: ключевые слова (не более 10); краткая аннотация (7–10 строк). Затем начинается текст статьи.

Основной текст разбивается на рубрики. Обычно это введение, постановка проблемы, методика исследований, результаты исследований, обсуждение результатов, заключение (выводы). В конце статьи следует привести благодарности лицам, оказавшим помощь в подготовке статьи, и дать ссылку на грант, способствовавший выполнению этой работы. *Благодарности даются на русском, а затем на английском языке (Acknowledgments).*

Для статьи, представляемой *на английском языке*, требуются: УДК; *перевод на русский язык* всей информации, которая даётся перед началом статьи в журнале. Кроме того, в конце статьи необходимо поместить расширенный реферат на русском языке (1–1,5 стр.). Должны быть также переведены на русский язык подписи к рисункам.

Ссылки на литературу нумеруются *последовательно, в соответствии с порядком их первого упоминания в тексте*. В списке литературы под заголовком «Литература» указываются только опубликованные работы, на которые есть ссылки в тексте. Ссылки по тексту даются в квадратных скобках. Список литературы должен быть точно выверен авторами по правилам журнала, см. сайт <http://ice-snow.igras.ru>.

Затем следуют подрисуночные подписи на русском и английском языках. Далее помещаются таблицы. В тексте даются ссылки на все таблицы. Таблицы и графы в них должны иметь заголовки, сокращения слов в таблицах не допускаются. Таблицы, как и текст, набираются в формате Word.

Математические обозначения, символы и простые формулы набираются основным шрифтом статьи, а сложные формулы – в MathType. *Нумеруются только те формулы, на которые есть ссылки по тексту*. Русские и греческие буквы в формулах и тексте, а также химические элементы набираются прямым шрифтом, латинские буквы – курсивом. Аббревиатуры в тексте, кроме общепринятых, не допускаются.

Рисунки и фотографии помещаются в отдельных файлах: для растровых изображений в формате JPEG/TIFF/PSD, для цветных – в формате, совместимом с CorelDraw или Adobe Illustrator (не допускаются рисунки в формате Word или Excel). Публикация цветных иллюстраций ограничена. Рисунки должны быть вычерчены электронным образом и не перегружены лишней информацией. Если рисунки требуют электронного объёма более 800–1000 КБ, например фотографии или карты, то их следует продублировать, максимально уменьшив (менее 200 КБ), и дать в JPEG (для пересылки электронной почтой рецензентам, в редакции работают с оригиналами ббльшого 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

- С.А. Тюфлин, О.В. Нагорнов, Г.А. Черняков, В.Н. Михаленко, П.А. Торопов, С.С. Кутузов.** Реконструкция температуры деятельного слоя ледника на Западном плато Эльбруса за 1930–2008 гг. 485
- А.Я. Муравьев.** Сокращение ледников северной части Срединного хребта на Камчатке в период с 1950 по 2016–2017 гг. 498

Снежный покров и снежные лавины

- В.Н. Макаров.** Отрицательные аномалии редокс-потенциала в снежном покрове селитебных зон (на примере г. Якутск). 513
- А.Д. Олейников, Н.А. Володичева.** Зимы лавинного максимума на Большом Кавказе за период инструментальных наблюдений (1968–2016 гг.). 521

Подземные льды и наледи

- В.В. Малахова, А.В. Елисеев.** Влияние диффузии солей на состояние и распространение многолетнемёрзлых пород и зоны стабильности метан-гидратов шельфа моря Лаптевых. ... 533

Морские, речные и озёрные льды

- О.М. Андреев.** Учёт внутренней структуры кия тороса при термодинамических расчётах эволюции консолидированного слоя. 547
- П.В. Богородский, В.А. Бородин, В.Ю. Кустов, А.А. Сумкина.** Конвекция воздуха в снежном покрове морского льда. 557
- Л.Н. Дымент, С.М. Лосев.** Пространственные различия плотности разрывов в ледяном покрове приатлантической части Арктического бассейна. 567
- С.В. Мазнев, С.А. Огородов.** Воздействие ледяных образований на берега и дно мелководных морей и крупных озёр умеренных и субарктических широт. 578
- А.В. Сабылина, Т.А. Ефремова, О.И. Икко.** Химический состав гидрокриогенной системы озёр Мунозеро и Урозера (Республика Карелия, Россия). 592

Палеогляциология

- Н.А. Буданцева, Ю.К. Васильчук.** Реконструкция средних температур января в раннем голоцене на северо-востоке Большеземельской тундры. 601

Прикладные проблемы

- Г.В. Пряхина, А.А. Четверова, С.Д. Григорьева, А.С. Боронина, С.В. Попов.** Прорыв озера Прогресс (Восточная Антарктида): подходы к оценке характеристик прорывного паводка. 613
- В.П. Епифанов, К.Е. Сазонов.** Волновые структуры в ледяном поле и их влияние на прочность солёного льда. 623
- Содержание журнала за 2020 год. 637